Ю. П. БУТОВ

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

(проблемы стратиграфии,
характерные формации,
рудоносность)



Улан-Удэ 1996

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
БУРЯТСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Ю. П. БУТОВ

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

(проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность)

УЛАН-УДЭ
1996

УДК 554.56:552.56:553.2/571.54/

Ответственный редактор
д-р геол.-минерал. наук
В.В.Балханов

Рецензенты
канд. геол.-минерал. наук Б.А.Далматов
канд. геол.-минерал. наук П.В.Осокин

Б934 Бутов Ю.П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность).- Улан-Удэ: Изд. БНЦ СО РАН, 1996. - 153 с.
JSBN 5-7623-0873-1

В монографии обобщены новейшие материалы по палеозойским осадочным образованиям региона. Их объем за последние 25 лет резко расширен в результате находок остатков палеозойской биоты в отложениях, до этого рассматривавшихся в составе докембрия. Проанализированы основные проблемы стратиграфии. Предложена модель стратиграфии палеозоя Саяно-Байкальской горной области. Детально описана венд-кембрийская карбонатная надформация, имеющая ключевое значение в дискуссии байкалиды-каледониды. Впервые установлена ее фациальная зональность, характерная для подвижной области с резко расчлененным рельефом и контрастными тектоническими движениями значительной амплитуды. Показано, что все стратифицированные образования от венда до девона (?), известные на рассматриваемой территории, накапливались в пределах сравнительно глубоководного морского бассейна с цепочками островов. Сформулированы важнейшие закономерности размещения месторождений осадочных полезных ископаемых. Обосновано существование пределов конкретизации прогнозов ввиду определяющей роли случайных событий в локализации осадочного рудогенеза.

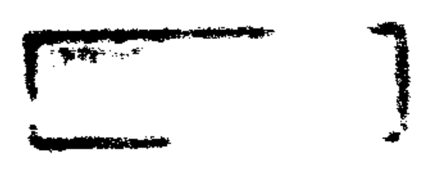
Книга рассчитана на геологов, стратиграфов, тектонистов.

Табл. 4. Ил. 40. Библиогр. 227 назв.

Опубликована при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 96-05-78035.

JSBN 5-7623-0873-1

Б 1804050000-332 Без объявл.
055(02)5-96



ПРЕДИСЛОВИЕ

Одной из центральных, до конца не решенных проблем геологии Сибири является расшифровка геологического строения и геологической истории Саяно-Байкальской горной области (СБГО) - восточной части тектонотипа байкалид (рис. 1). Понятие "байкалиды" давно приобрело планетарную значимость и широко используется при анализе тектонической эволюции земной коры. В последние годы предпринимаются значительные усилия по переосмыслению огромного фактического материала по СБГО с позиции плитно-тектонической парадигмы (Гордиенко, 1987; Зоненшайн и др., 1990; Добрецов, Булгатов, 1991 и др.). Предложенные мобилистские реконструкции опираются главным образом на индикаторную роль магматических формаций, офиолитов и глаукофан-сланцевого метаморфизма. Существенные расхождения в построениях различных авторов свидетельствуют о необходимости дополнительного, более всестороннего обоснования модели формирования земной коры региона с отражением в ней также результатов анализа осадочного компонента домезозойских структурных этажей. Но для этого нужно предварительно преодолеть острую кризисную ситуацию, возникшую в результате появления принципиально новых данных по стратиграфии. По традиционным представлениям Саяно-Байкальская горная страна является областью глубоко эродированного докембрийского складчатого фундамента, на котором сохранились лишь небольшие останцы палеозойских, в основном кембрийских образований. Однако с начала 70-х годов в породах почти всех осадочных серий, рассматривавшихся до этого в числе эталонов верхнего протерозоя региона, сделаны многочисленные находки органических остатков кембрия-девона. Одновременно в вулканогенных толщах, условно относившихся к мезозою, были обнаружены остатки растений верхнего палеозоя. К настоящему времени на территории СБГО установлены палеонтологически охарактеризованные отложения всех систем палеозоя. Недавно выявилось еще одно направление корректив стратиграфических построений. В Восточном Саяне доказан мезозойский возраст (находки отпечатков флоры, палинологические комплексы) существенно грубообломочных плохо сортированных отложений, ранее условно включавшихся то в состав венда, то девона. Происходит радикальный пересмотр вещественного объема рифейского, палеозойского, а в некоторых районах - также мезозойского структурных этажей.

В настоящей работе проведено обобщение новейших материалов по палеозойским осадочным образованиям СБГО в пределах Бурятии. Джидинская горная страна, Хамар-Дабан, а также Северное Прибайкалье севернее рек Верхняя Ангара и Муя, где автор не проводил полевых исследований, в анализе проблем геологии региона затрагиваются лишь эпизодически. Предыдущий этап геологического изучения СБГО очерчивают широко известные сводки Л.И.Салопа (1964, 1967), коллектива авторов 35-го тома "Геологии СССР" (1964), К.А.Клитина, Т.Г.Павловой, Е.С.Постельникова (1970), В.Г.Беличенко (1977), А.Л.Додина (1979), В.И.Давыдова и др. (1981), А.Н.Булгатова (1983). В целом они суммируют итоги среднемасштабного геологического картирования в комплексе с составлением Геолкарт-50 основных рудных районов, биостратиграфическими и другими специализированными исследованиями. Необходимость существенных корректив Геолкарт-200 и базировавшихся на них геологических концепций впервые обнаружилась при поисково-ревизионных работах на бокситы и фосфориты, начатых в 60-е годы и за 25 лет охвативших всю рассматриваемую территорию. Детальное изучение геологических разрезов и сделанные при этом автором многочисленные находки остатков нижне-среднекембрийских археоциат и трилобитов привели к пересмотру протерозойской датировки основных выходов палеонтологически немых карбонатных пород и прорывающих их интрузий. Широкое площадное распространение палеозойских образований было подтверждено при крупномасштабной геологической съемке северо-западной четверти Витимского плоскогорья (В.В.Васильченко, Г.К.Казазаев), южного окончания Икатского хребта (И.Г.Кременецкий) и Бурятского Восточного Саяна (А.М.Рогачев, Ю.П.Катюха), а также при проведении специализированных работ по разработке легенды к Геолкартам-50 Джидинской горной страны и Хамар-Дабана (В.П.Маняхин, А.В.Филимонов).

Значительная часть фактического материала, использованного в монографии, получена в тесном сотрудничестве с коллегами по работе Ф.К.Волколаковым, Г.А.Воронцовой, Б.А.Далматовым, Э.Н.Зеленым, В.В.Кокуниным, К.Б.Корде, В.И.Лосицким, И.П.Морозовой, В.П.Приходько, П.А.Рощектаевым,П.А.Хлыстовым, М.М.Язмиром. Большую помощь критическими замечаниями и многократными, нередко острыми обсуждениями различных проблем геологии СБГО оказали В.И.Алексеев, В.П.Арсентьев, Ю.М.Бажин, В.Г.Беличенко, А.Н.Булгатов, И.Л.Васильев, В.В.Васильченко, И.В.Гордиенко, Б.Г.Гуревич, С.А.Гурулев, Г.А.Гусаревич, В.И.Давыдов, А.Д.Дарижапов, А.Б.Дергунов, Н.Л.Добрецов, А.Л.Додин, В.Ф.Духовников, Ю.Ф.Ефремов, В.В.Жабин, Н.С.Зайцев, А.Н.Занвилевич, Е.Е.Зеленский, И.П.Ивченко, Ю.П.Катюха, К.А.Клитин, Н.А.Красильникова, Ю.М.Красотов, И.Г.Кременецкий, А.Б.Кузьмичев, В.А.Лбов, В.В.Левицкий, Б.А.Литвиновский, П.В.Осокин, Е.С.Постельников, А.А.Постников, Э.Л.Прудовский, А.М.Рогачев, С.Г.Самыгин, А.М.Скловский, Е.В.Скляров, В.А.Сорокин, Ю.С.Тарасов, В.С.Федоровский, А.В.Филимонов, Е.В.Хаин, Т.Н.Хераскова, Ю.М.Холод,

В.В.Хоментовский, Д.Ц.Цыренов, Г.И.Чебаков, Ю.А.Чернов, А.А.Шафеев, В.Ю.Шенфиль. Всем им автор выражает искреннюю и глубокую признательность.

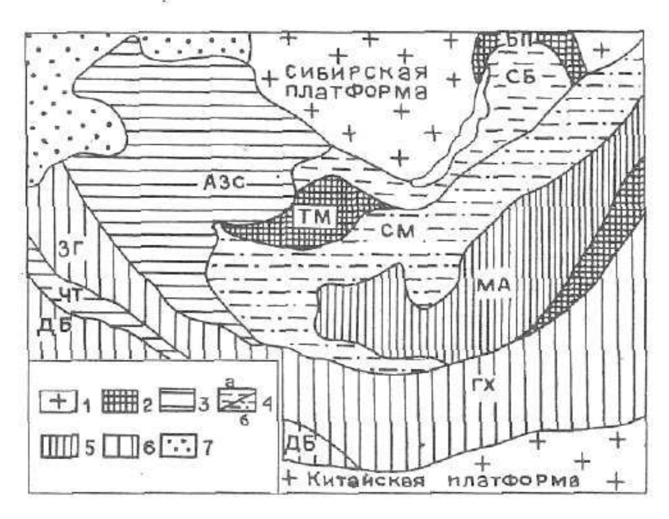


Рис. 1. Тектоническое районирование Центрально-Азиатского складчатого пояса (по В.Е.Хаину, 1979, с изменениями Ю.П.Бутова).

1 - древние платформы; 2 - срединные и краевые массивы: Тувино-Монгольский (ТМ), Байкало-Патомский (БП - по В.С.Федоровскому, 1985); 3 - каледониды: Алтае-Саянской области и Западной Монголии (АЗС - по А.Б.Дергунову, 1989), Чингиз-Тарбагатайская (ЧТ) складчатая геосинклинальная система; 4 - палеозоиды: Саяно-Байкальская (СБ) и Северо-Монгольская (СМ) складчатые геосинклинальные системы; 5 - герциниды: Монголо-Амурская (МА) складчатая геосинклинальная система; 6 - поздние герциниды: Джунгаро-Балхашская (ДБ), Зайсан-Гобийская (ЗГ) и Гобийско-Хинганская (ГХ) складчатые геосинклинальные системы; 7 - Западносибирская плита

Глава I
ОСНОВНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ ЭВОЛЮЦИИ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ПО СТРАТИГРАФИИ РЕГИОНА

Материалы начального этапа геологического изучения СБГО привели И.Д.Черского (1886 г.) к выводу о глубокой древности пород региона и континентальном режиме его развития уже с начала палеозоя. Эти взгляды поддержали В.А.Обручев (1900 г.) и Э.Зюсс (1902 г.). В.А.Обручев (1922) предполагал, что в центральных частях "древнего темени Азии" суша существовала с раннепротерозойского времени. Несколько позже де Лонэ (1911 г.) выдвинул, а М.М.Тетяев (1923-1924), А.А.Борисяк (1923, 1927) развили гипотезу о принадлежности горного обрамления "протоплатформы Лены и Алдана" к типичным каледонидам. Ограниченность фактического материала, положенного в обоснование обеих концепций, обусловила многолетнюю острую дискуссию. С 30-х годов, после обнаружения и последующих находок остатков кембрийской фауны, ряды приверженцев "древнего темени Азии" стали редеть. Среди геологов завоевывают признание идеи Н.С.Шатского (1932) о принадлежности почти всей территории СБГО к зоне наиболее молодой из докембрийских эпох складчатости - байкальской, завершившейся в самом конце протерозоя или начале кембрия. Нижнепалеозойские отложения тектонотипа байкалид Н.С.Шатский диагностировал как типичные орогенные и платформенные формации. Е.В.Павловский (1948) предложил ограничить верхний возрастный предел байкальской складчатости концом докембрия. По его мнению, для СБГО завершающей эпохой складчатости была все же раннекаледонская, имевшая совершенно самостоятельное значение. Началась новая длительная дискуссия, совпавшая с периодом интенсивного среднемасштабного геологического картирования и резкого усиления научных изысканий. Позиция ВСЕГЕИ (Ленинград), курировавшего среднемасштабную геологическую съемку, предопределила интерпретацию фактического материала в духе идей байкалид на государственных геологических картах масштаба I:200000, а также в базировавшихся на них сводных геологических, тектонических и металлогенических картах и многочисленных обобщениях по основным проблемам геологии СБГО. Всесторонняя апробация концепции байкалид большинству исследователей стала представляться успешно пройденным этапом (Салоп, 1964, 1967; Булгатов, 1983).

Взгляды Е.В.Павловского развивали его ученики, работавшие в иркутских научных организациях (В.Г.Беличенко, П.М.Хренов, Ю.А.Чернов и др.). Их активно поддерживали некоторые из геологов Бурятского геологического управления, занимавшиеся поисками осадочных полезных ископаемых и тематическими исследованиями (Ф.К.Волколаков, Ю.П.Бутов, Б.А.Далматов, И.Я.Кузьмин, Б.А.Литвиновский, М.М.Язмир и др.). Оформлению позиции этих геологов способствовала возможность представления отчетов, в которых, в отличие от отчетов по геологической съемке, соответствие с легендой к государственным геологическим картам не было обязательным. Усилия в обосновании господствующей роли каледонид в завершении геосинклинального развития СБГО суммированы в обобщениях В.Г.Беличенко (1977, 1979).

До конца 60-х годов представлялось, что главнейшие особенности геологического строения СБГО в целом уже установлены и дискуссия питается, главным образом, различиями в интерпретации фактического материала. Саяно-Байкальское нагорье рассматривалось как область широкого распространения докембрийских, преимущественно верхнепротерозойских образований, где выходы палеозойских пород имеют резко подчиненное значение. В центральной части Байкальской горной области

большинство геологов к верхнему протерозою относили отложения селенгинской, курбинской, икатской, витимканской, катерской и уакитской серий (рис. 2), а также гигантский Ангаро-Витимский батолит. Подчеркивалось очень большое сходство между отложениями упомянутых серий. В Бурятском Восточном Саяне в качестве их стратиграфических аналогов выделялись монгошинская и окинская серии, резко преобладающие среди стратифицированных образований района и литологически схожие с соответствующими фрагментами геологического разреза Байкальской горной области. В качестве останцев палеозойских отложений почти на всей территории СБГО рассматривались редкие небольшие выходы палеонтологически немых полимиктовых конгломератов. И только на нескольких локальных участках разрез надстраивался фаунистически охарактеризованными нижнекембрийскими вулканогенными и карбонатными толщами (рис. 2). Именно на этой фактической основе разрабатывались концепции как байкалид, так и каледонид. Расхождения в интерпретации материалов были связаны, прежде всего, с различной трактовкой формационной сущности кембрийских карбонатных отложений (типичная платформенная или орогенная формация - по концепции байкалид, бесспорно геосинклинальная формация - в концепции каледонид).

В начале 60-х годов в бассейнах рек Турки и Курбы (по ее притоку реке Ахте) в курбинской свите одноименной серии были обнаружены остатки нижнекембрийских археоциат и трилобитов (рис. 3). Эти находки были сделаны в контурах давно выделявшегося раннекембрийского Джидино-Зазинского морского бассейна, поэтому они не сопровождались принципиальными коррективами палеоисторических построений. Однако в 1970 году остатки нижнекембрийской фауны были найдены в тилимской свите витимканской серии в окрестностях пос. Троицкого (Бутов, 1972а), примерно посредине полосы шириной около 300 км, разделявшей Бирамьино-Янгудский и Курбино-Еравнинский районы палеонтологически охарактеризованных отложений. На следующий год обильные остатки археоциат были установлены в юктоконской свите р. Уакит - стратотипической местности уакитской серии (Бутов, 1972б). В 1977 году нижнекембрийские трилобиты были выявлены в стратотипе икатской серии (Далматов, Язмир, 1978). При крупномасштабной геологической съемке был обнаружен еще ряд точек с нижнекембрийскими археоциатами и трилобитами: в бассейне р. Давыкши и на Икат-Ципиканском междуречье (В.В.Васильченко, 1974-75 гг.), в верховьях р.Кыдымит (Кременецкий, 1982) и на южном окончании Икатского хребта (Кременецкий, Далматов, 1988). В горизонтах, залегающих стратиграфически выше, в верховьях р. Кыдымит были найдены ордовикские(?) мшанки и кораллы (Кременецкий, 1982), а в окрестностях пос. Багдарин - отпечатки коры плауновидных, сходных с часто встречаемыми в отложениях верхнего девона - нижнего карбона (Федоров и др., 1986). Результаты геологического картирования, проведенного на Витимском плоскогорье В. В. Васильченко и Г. К. Казазаевым, а на Икатском хребте - И. Г. Кременецким, однозначны: упомянутые находки датируют не отдельные тектонические клинья среди протерозойских отложений, а основной объем стратифицированных образований. Палеозойский возраст Ангаро-Витимского батолита аргументирован рвущими контактами с палеонтологически охарактеризованными отложениями кембрия-девона, а также радиологическими датировками (Бухаров и др., 1992; Неймарк и др., 1993а,б).

В Бурятском Восточном Саяне до наших работ находки остатков кембрийской фауны ограничивались выходами пород хужиртайской свиты боксонской серии в бассейне р. Сархой (рис. 4).

В 1972-1973 гг. обильные остатки кембрийских трилобитов были найдены на остальных площадях развития отложений боксонской серии в бассейнах рек Забита и Сархоя. В последующие годы остатки кембрийской фауны были обнаружены в карбонатных породах бассейнов рек Улзыты, Урика, Бол.Белой, Ехэ-Шигны, Хайта, Шумака и в окрестностях пос.Орлика, до этого относившихся к монгошинской серии верхнего протерозоя (Бутов, Далматов, 1977; Геология и метаморфизм..., 1988). В 1978 году автор установил остатки палеозойской органики в породах окинской серии (Бутов, 1980). В дальнейшем при крупномасштабном геологическом картировании (Рогачев, Катюха, 1983) палеонтологические находки были приумножены. Практически все основные площади развития осадочно-метаморфических толщ в Восточном Саяне сейчас палеонтологически датированы палеозоем, что определяет также нижний возрастной предел прорывающих их основной части интрузий района.

В результате находок остатков палеозойской биоты уже в 1977 году при составлении геологической карты Бурятии масштаба 1:500 000 (Давыдов и др.,1981) из состава верхнепротерозойского структурного этажа была вычленена значительная часть стратифицированных (рис. 5) и интрузивных образований, на интерпретации обстановок формирования которых базировались реконструкции байкальского тектонического этапа. Полученные к настоящему времени дополнительные палеонтологические и радиологические данные свидетельствуют, что в геологическом строении СБГО в пределах Бурятии преобладают палеозойские образования при резко подчиненном значении докембрийских, слагающих отдельные тектонические блоки и чешуи. Однако если значительный объем палеозойского структурного этажа имеет в целом вполне удовлетворительное обоснование, то его ограничения и внутреннее расчленение аргументированы пока явно недостаточно. Последнее во многом

		Восточный Саян, Окинское плоскогорье	Джидинская горная страна и Хамар-Дабан	Витимское плоскогорье: юго-западная часть	Витимское плоскогорье: Икат-Витимское междуречье	Витимское плоскогорье: Усой-Багдаринское междуречье	Ангаро-Баргузинская горная страна	Северное Прибайкалье, Верхняя Ангара	Южно-Муйский хребет, р. Уакит	Средне-Витимская горная страна
Кембрий	верхний	Яматинская св. 1500 м		Исташинская св. 3000 м		Багдаринская св. 1600 м				
	средний	Мангатгольская св. 1600 м	Джидинская св. 3200 м				Иркандинская св. 300–650 м	Коонтинская св.		Янгудская надсвита
	нижний	Боксонская св. 2500–3700 м	Хохюртовская св 5000–6000 м	Олдындинская св. 2000 м		Англейская св. 700 м	Бирамьинская св. 900–1000 м	2000–2500 м		3400 м
	нижний	Сархойская св. 1500–4000 м	?	Химгильдинская св. 2900 м	Бурундинская св. 500–2000 м	Точерская св. 2000 м	Турикская св. 300–450 м	Туколамийская св. 650 м; Холоднинская св. до 4000 м	Санская серия 2200 м	Мамаканская надсвита до 7500 м
Протерозой	верхний	Окинская св. 3000–3500 м	? Битуджидинский комплекс 2000–3000 м	Курбинская серия:	Икатская серия: Икатская св. 1500 м	Икатская св. 400 м	Катерская серия: Янчуйская св. 1500 м			
				Курбинская св. 1000 м	Тилимская св 1000 м	Тилимская св. 2000–2200 м	Баргузинская св. 3000–4000 м		Уакитская серия: Юктоконская св. 1500–2000 м	
		Монгошинская св. 1500–2000 м	Зунмуринский комплекс (верхняя часть) 1000–1500 м	Балбагарская св. 1500 м	Суванихинская св. 1500 м	Суванихинская св. 1700 м	Няндондинская св 2500–3000 м	Катерская серия: Няндондинская св. 1500–2500 м	Нерундинская св. 1500 м	
							Уколкитская св. 4500–5000 м	Уколкитская св. 2500–3000 м	Муктунная св. 2500–3000 м	Уколкитская св. 2400 м

Рис. 2. Схема корреляции верхнепротерозойских и кембрийских стратиграфических подразделений Саяно-Байкальской горной области (по материалам "Геология СССР", т. XXXV, ч. I, 1964)

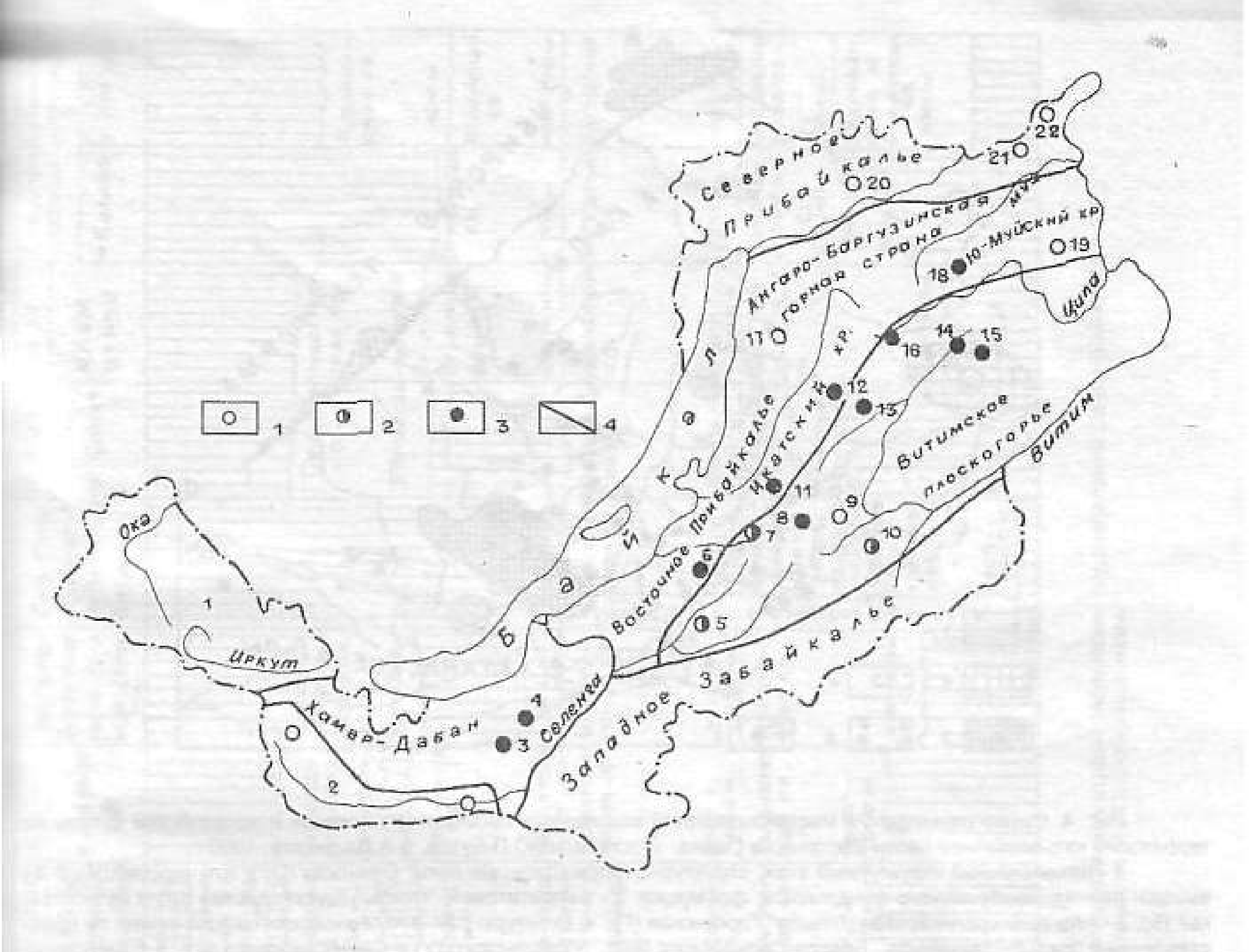


Рис. 3. Схема размещения местонахождений ископаемых организмов палеозоя на территории Саяно-Байкальской горной области (составили Ю.П.Бутов, Б.А.Далматов, 1990 г.).

1-3 - местонахождения ископаемых организмов: 1 - известные и изученные в основном до 1970 г.; 2 - известные до 1970 года, существенно доизученные после 1970 г.; 3 - установленные после 1970 г.; 4 - границы географических районов.

Районы и участки местонахождений ископаемых организмов: 1 - Восточный Саян (см. рис. 4), 2 - Джидинская горная страна, 3 - р.Иро, 4 - р.Удунга, 5 - р.Атха, 6 - р.Абага, 7 - р.Турка, 8 - верховья р.Кыдымит, 9 - р.Олдында, 10 - Заза-Холойское междуречье, 11 - южное окончание Икатского хребта, 12 - р.Икат-Гаргинский, 13 - р.Давыкша, 14 - окрестности пос. Троицкого, 15 - Усой-Багдаринское междуречье, 16 - верховья р. Ципы, 17 - р.Уакит, 18 - р.Бамбуйка, 19 - Верхне-Ангарский хребет, 20-21- Средне-Витимская горная страна: 20 - бассейн р.Муи, 21 - р.Янгуда

связано с коренным пересмотром понимания особенностей тектоники региона. Специализированное изучение офиолитов, олистостром и высокобарических комплексов привело к возрождению представлений о Саяно-Байкальском нагорье как палеозойской складчатой области с чешуйчато-покровным строением (Добрецов, 1985; Добрецов, Булгатов, 1991; Скляров и др.,1991; Скляров, 1994). Резкое увеличение массива палеонтологических данных вскрыло, что практически все геологические разрезы, рассматривавшиеся ранее в качестве эталонных, представляют собой пакеты тектонических пластин. Поэтому стратиграфические построения на основе только геологических методов даже в принципе не позволяют установить нормальную стратиграфическую последовательность. Широкое внедрение палеонтологического метода, включая микрофаунистический и палинологический анализы, с течением времени позволит определить относительное положение сохранившихся фрагментов геологического разреза. Но и тогда останется проблема элементов стратиграфического разреза, уничтоженных при тектоническом срезании и эрозии. На этом фоне недавно выявилось еще одно направление радикальных корректив стратиграфических построений предшественников: обнаружилась гетерогенность традиционного комплекса палеозойских орогенных формаций. В Восточном Саяне в существенно грубообломочных полимиктовых толщах, ранее рассматривавшихся в качестве

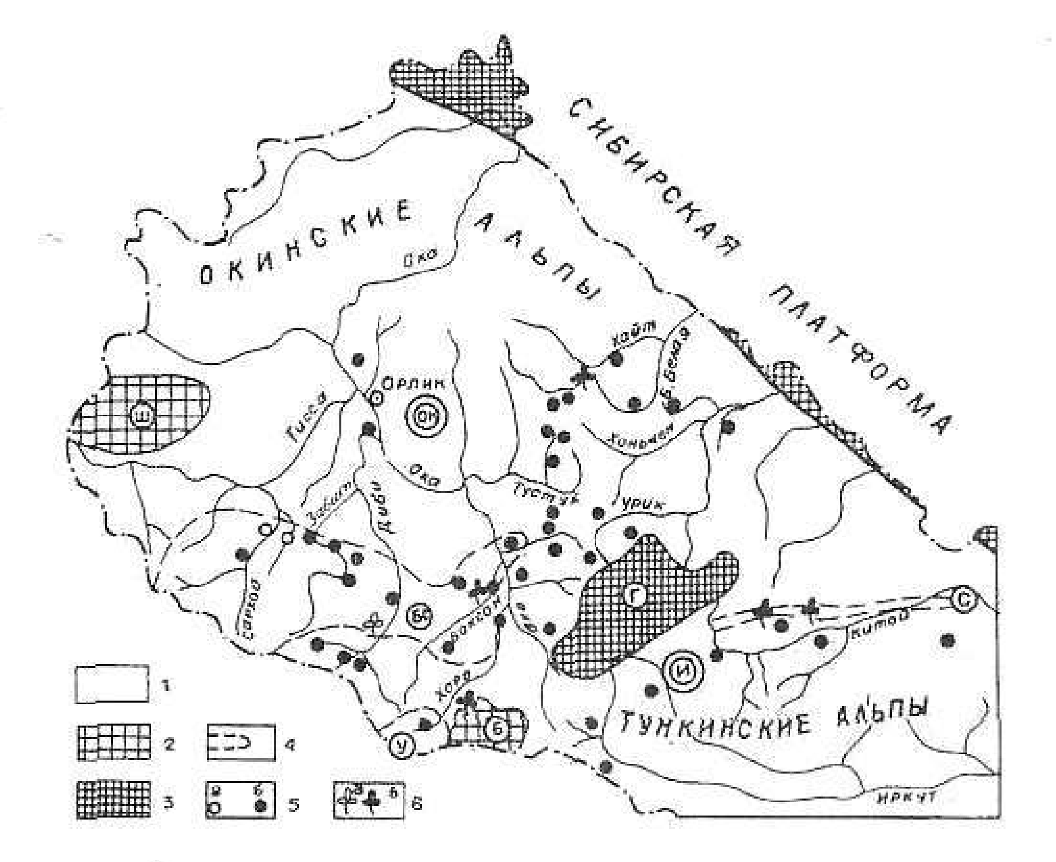


Рис. 4. Схема размещения местонахождений ископаемых организмов палеозоя и мезозойской флоры на территории юго-восточной части Восточного Саяна. Составили Ю.П.Бутов, Б.А.Далматов, 1990 г.

1 - палеозойский структурный этаж, структурно-формационные зоны: Окинская (ОК), Ильчирская (И); 2-3 - выходы раннедокембрийского фундамента, формации: 2 - мигматитовая, "глыбы" Шутхулайская (Ш) и Бутугольская (Б); 3 - плагиоплерогнейсовая, "глыба" Гарганская (Г); 4 - контуры раннепалеозойских синклинориев по представлениям предшественников: Боксон-Сархойского (БС), Ухагольского (У) и Сагансайрского (С); 5-6 - местонахождения ископаемой биоты (а - известные до 1972 г., б - установленные после 1972 г.): 5 - фауны, 6 - листовой флоры

орогенных формаций и картировавшихся сторонниками байкалид в составе сархойской серии (Геология СССР,т.35,1964), а сторонниками каледонид - как самостоятельные бутугольская и сагансайрская свиты верхнего кембрия - ордовика (рис. 5), автором собраны отпечатки мезозойской флоры. Яматинская свита Окинского плоскогорья (рис. 2) ныне описывается как составная часть силур-девонской олистостромы (Геология и метаморфизм..., 1988). В ямбуйской свите на юго-западе Витимского плоскогорья (см. рис. 5) найдены остатки нижнекембрийских археоциат, и она сейчас рассматривается как начинающая разрез пановской серии (Далматов, 1980). Остальные свиты, включавшиеся в состав палеозойского орогенного комплекса, продолжают оставаться палеонтологически немыми.

К настоящему времени достаточно четко обозначились главные нерешенные проблемы, тормозящие разработку схемы стратиграфии палеозоя СБГО (Бутов, 1985):

1. Объем, критерии выделения и расчленения рифея.
2. Характер соотношений между рифеем и фанерозоем.
3. Фрагментарность стратиграфической последовательности палеозойских разрезов.
4. Гипотетичность латеральных изменений палеозойских отложений.
5. Объем и датировка орогенных формаций палеозоид СБГО.

Решение этих проблем потребует колоссальных усилий в течение многих лет. На современном этапе исследований получение целостных представлений по стратиграфии палеозоя СБГО возможно только при обобщении материалов на основе метода моделей, широко используемого в магматической геологии, но в стратиграфических построениях целенаправлено пока не применяемого. Как любая геологическая модель, модель схемы стратиграфии представляет собой идеализированную конструкцию, разработанную на материалах наиболее хорошо изученных ключевых участков с использованием допущений, принимаемых в качестве постулатов. Ее основной задачей является прогнозирование событийных реперов, состава и параметров неизвестных или недостающих членов стратиграфического разреза, а также выявление и осознание фактов, не согласующихся с моделью - для дальнейшего совершенствования модели.

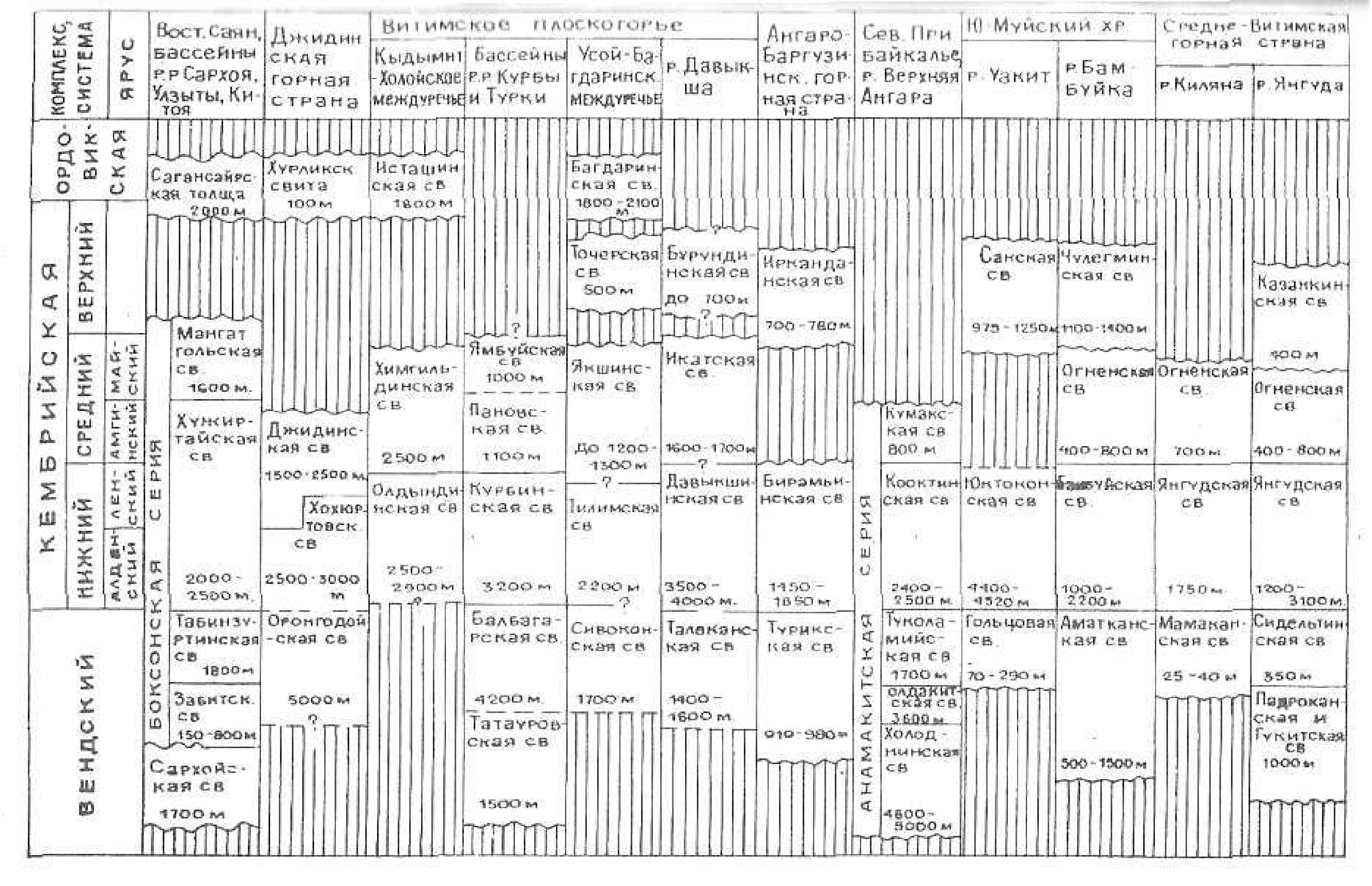


Рис. 5. Схема корреляции вендских, кембрийских и кембрий-ордовикских стратиграфических подразделений Саяно-Байкальской горной области (по В.И.Давыдову, 1981, с сокращениями)

Основными допущениями, принятыми при разработке модели стратиграфии палеозоя СБГО являются: 1) предположение об однотипности геологического строения и геологической истории всей рассматриваемой территории и 2) непрерывность стратиграфической последовательности в недостаточно изученных интервалах разреза. Первое из этих положений большинством предшественников считалось твердо доказанным, но после появления различных вариантов мобилистских реконструкций оно рассматривается лишь в качестве рабочей гипотезы. Оба этих допущения легко проверяются при получении дополнительных данных, что позволяет вести любую дискуссию в максимально конструктивной форме.

Глава II
МОДЕЛЬ СТРАТИГРАФИИ ПАЛЕОЗОЯ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

В основу модели стратиграфии палеозоид СБГО положены материалы по Окинскому плоскогорью Восточного Саяна, резко выделяющемуся высокой геолого-палеонтологической изученностью в результате длительной концентрации в этом районе поисково-разведочных работ на бокситы и фосфориты, а также биостратиграфических исследований. Опираясь на допущение (постулат) об однородности геологического строения всей рассматриваемой территории, пробелы в стратиграфических построениях по Окинскому плоскогорью реконструированы по фрагментам геологических разрезов, сохранившимся на других участках.

2.I. Материалы по домезозойской стратиграфии Окинского плоскогорья Восточного Саяна

Окинское плоскогорье представляет собой оваловидное (200 х 100 км) высокогорное плато. С юга оно ограничено Китойскими и Тункинскими "белками", на севере - альпинотипной Окинской цепью. В его пределах (рис. 6) резко преобладают выходы стратифицированных образований. Интрузии пользуются локальным развитием, особенно в центральной части плоскогорья, где откартированы только единичные мелкие тела гранитоидов и диоритов. Характерен умеренный термальный метаморфизм значительной части осадочных толщ. Совсём иная картина в обрамлении плоскогорья. Здесь почти повсеместно выходят разнообразные интрузии с мелкими ксенолитами осадочных образований. Лишь в Китой-Тункинских "белках" имеются обширные участки преимущественного развития стратифицированных толщ, но метаморфизм последних, как правило, значительный.

По современным взглядам, древнейшие образования Окинского плоскогорья представлены Гарганским и Бутугольским выступами пород раннего докембрия. Кремнисто-известняковая иркутная и песчано-сланцево-карбонатная ильчирская свиты, непосредственно перекрывающие образования Гарганской глыбы, условно датируются поздним протерозоем (рифеем). В составе докембрия рассматриваются также: офиолитовый комплекс, в целом окаймляющий архейские глыбы с их рифейским (?) чехлом; хазалхинская свита, сложенная преимущественно метавулканитами среднего-основного состава (ранее включались в состав окинской серии), и сархойская серия (субаэральные терригенно-вулканогенные отложения), по-видимому, венчающая разрез рифея. В составе палеозоя выделены: мощные карбонатные образования венда - среднего кембрия (боксонская серия), темноцветная карбонатно-сланцево-песчаниковая толща среднего кембрия - раннего (?) ордовика (мангатгольская свита) и фациально разнообразные комплексы пород ордовика-силура (девона?), сменяющие друг друга, по нашим представлениям, в основном латерально. Среди них наибольшим распространением пользуются зеленоцветная (участками - темноцветная) окинская серия и ее аналоги (дибинская свита), в составе которых обособляется терригенный флишоид, терригенно-вулканогенная толща и терригенные отложения дискуссионной природы ("дикий флиш"?). К последним тяготеют выходы темноцветной углисто-карбонатно-кремнистой дабанжалгинской толщи, формационная сущность которой вызывает споры ("дикий флиш"? нормальные стратифицированные отложения?). К интервалу ордовик-девон (?) отнесены также некоторые карбонатные толщи (харанурская? ухагольская?) и красноцветная вулканогенно-терригенная яматинская свита и ее аналоги. Полноценные биостратиграфические материалы ограничены первой половиной кембрия (до амгинского надъяруса включительно). По остальным возрастным интервалам данных не хватает даже для разграничения смежных систем, не говоря о выделении отделов и ярусов. В дополнительной палеонтологической аргументации нуждаются также латеральные соотношения в верхней части приведенной стратиграфической последовательности.

При характеристике стратиграфического разреза Окинского плоскогорья упор сделан на стратотипы стратоподразделений и стратиграфических границ. Учитывая, что их детальные описания имеются в коллективной монографии "Геология и метаморфизм Восточного Саяна" (1988), ниже приведена только наиболее принципиальная информация. При этом в стратиграфические построения внесены коррективы, вытекающие из материалов, полученных уже после написания упомянутой монографии.

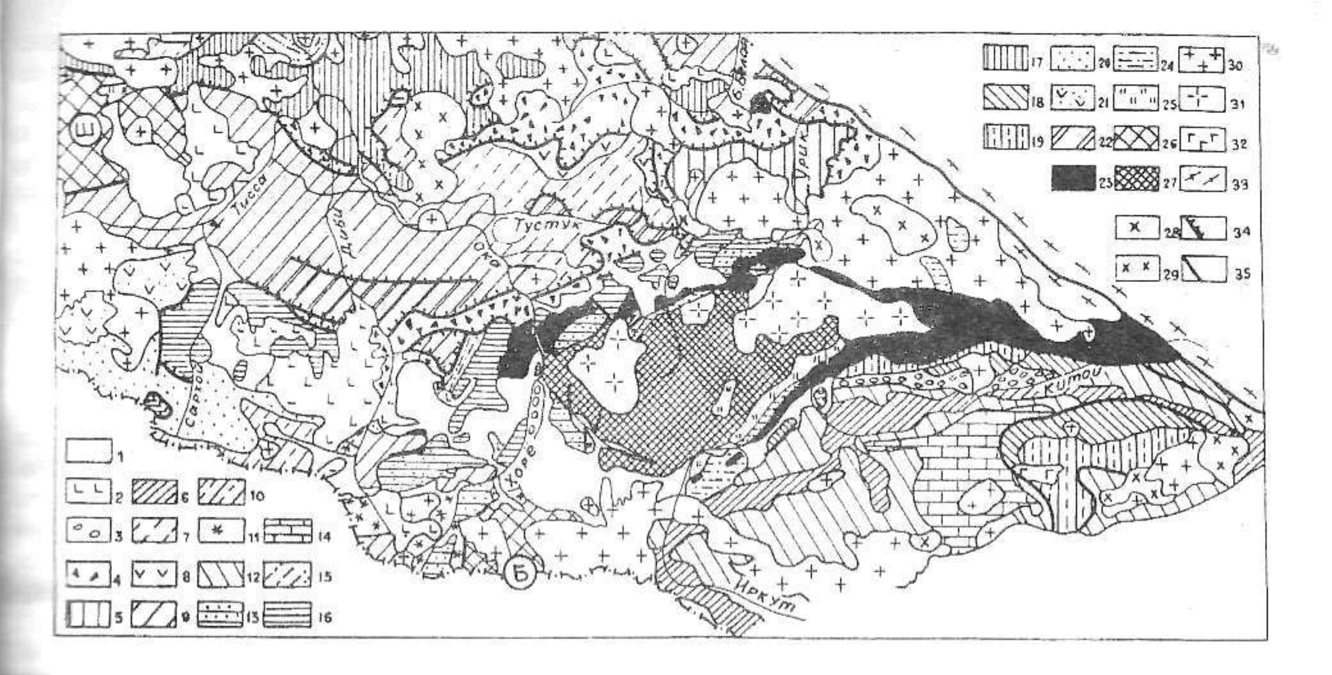


Рис. 6. Схематическая геологическая карта Окинского плоскогорья и его юго-восточного обрамления (на основе структурноформационной схемы В.Г.Беличенко с соавторами, 1985 г., дополненной Е.В.Скляровым и Н.Л Добрецовым, 1990 г.).

1 - ледниковые отложения (KZ); 2 - базальты (KZ); 3 - комиссаровская толща и сагансайрская свита(MZ?); 4-5 - дабанжалгинская толща (S-D?), литокомплексы: 4 - олистостромовый, 5 - углисто-карбонатно-кремнистый; 6 - толтинская свита (S-D_1?); 7-9 - окинская серия (O-D?), толщи: 7 - олистостромовая и флишоидная нерасчлененные, 8 - терригенно-вулканогенная, 9 - окинская серия и хазалхинская свита (R) нерасчлененные; I0 - дибинская свита (O-D?); 11 - яматинская свита (O-D?); 12 - барунгольская свита (O-D?); 13 - харанурская и ухагольская толщи и их предполагаемые аналоги (O-D?); 14 - араошейская свита (O-D?); 15 - мангатгольская свита ($Є_2$-O_1?); 16-17 - боксонская серия (V-$Є_2$): I6 - расчлененная на свиты; I7 - нерасчлененная; 18 - горлыкская свита (V?); I9 - безымянная (верхнешумакская) свита (R?-V); 20-2I - сархойская серия (R): 20 - терригенно-вулканогенные отложения, 2I - в основном вулканогенные образования; 22 - хазалхинская свита (R?); 23 - офиолитовый комплекс (R); 24 - ильчирская свита (R?); 25 - иркутная свита (R?); 26-27 - выходы раннедокембрийского фундамента, формации: 26 - мигматитовая, "глыбы": Шутхулайская (Ш) и Бутугольская (Б); 27 - плагиоплерогнейсовая (Гарганская "глыба"); 28-33 - интрузивные формации: 28 - нефелиновых сиенитов, уртитов, щелочных гранитов (ботогольский комплекс); 29 - сиенит-граносиенитовая; 30 - нерасчлененных гранитоидов; 3I - диорит-плагиогранитовая (холбинский, сумсунурский комплексы); 32 - габбро-диоритовая; 33 - гранитогнейсовая; 34 - надвиги; 35 - разрывные нарушения

2.I.I. Нижний докембрий

Наиболее древние породы юго-восточной части Восточного Саяна выходят на дневную поверхность на юге Окинского плоскогорья на водоразделе рек Оки, Урика, Китоя и Иркута в пределах так называемой Гарганской глыбы (55x25 км). Начиная с В.Н.Лодочникова (1941), большинство исследователей датирует их археем, обычно опираясь на сопоставления с шарыжалгайской серией архея Прибайкалья (Обручев,1942; Арсентьев, 1960а,б; Никитина, 1964 и др.). Существует две основных точки зрения на природу высокометаморфизованных пород Гарганской глыбы. По мнению А.А.Шафеева (1973), Гарганская глыба представляет собой гнейсо -гранитный купол-штамп, состоящий из более мелких куполов (Гарганского, Самартинского и пр.), лишенных отчетливых признаков стратификации субстрата. В результате почти полной магматической переработки от первично осадочных пород сохранились лишь редкие скиалиты. П.А.Рощектаев ("Геология и метаморфизм...", 1988), разделяющий взгляды Л.П.Никитиной (1964) о четкой стратификации высокометаморфизованных образований Гарганской глыбы, названные купола рассматривает как относительно жесткие тектонические блоки, разделенные между собой мощными зонами рассланцевания. В пределах упомянутых блоков он выделяет небольшие гнейсо-гранитные пластические диапиры (купола) с литологически четкими различиями ядер ("богоройская толща") и зон окаймления ("ишунтинская толща").

Архейский возраст пород центральной части Гарганской глыбы аргументирован (Актанов и др., 1992) цифрами абсолютного возраста [3240±57 млн.лет, Rb-Sr изохрона по 15 точкам из трех групп пород (валовые пробы): амфиболиты, амфиболовые и очковые гнейсы]. В пользу архейского возраста свидетельствует также начальное стронциевое отношение (0,0150±0,00017).

Кроме Гарганской глыбы раннедокембрийские сильно метаморфизованные породы слагают крупные обособленные выходы в верховьях рек Бутугола (Бутугольская глыба), Тиссы и Сенцы (Шутхулайская глыба), а также вдоль границы с Сибирской платформой (китойкинская серия). На всех этих участках ранний докембрий представлен кальцифиро-мигматитовыми комплексами, которые, по мнению А.А.Шафеева, в разрезе архея занимают более высокое стратиграфическое положение (по отношению к образованиям Гарганской глыбы). Однако прямых доказательств этого не имеется. Бутугольская глыба (20x10 км), ближайшая к Гарганской, отделена от последней 15-километровой мульдой Садэ, перекрытой мощным ледниковым чехлом. Повсеместно все контакты кальцифиромигматитового комплекса только тектонические, поэтому его соотношения с заведомо палеозойскими отложениями дискуссионны. Примером могут служить взгляды некоторых исследователей на метаморфиты Шутхулайской глыбы как сильно измененный аналог окинской серии ордовика-девона.

В последнее время получены некоторые материалы о возможном бескорневом (аллохтонном) залегании Гарганской глыбы. И.П.Ивченко с участием автора провела комплексную интерпретацию материалов гравиметрической (Лобачевский, 1979) и аэромагнитной (Щупак, 1964) среднемасштабных съемок Окинского плоскогорья на основе применения управляемого комплекса программ "СКиД". Результаты классификации гравимагнитных данных по комплексу признаков свидетельствуют о сходном характере отражения в физических полях существенно терригенных отложений окинской серии и площади выходов пород Гарганской глыбы. Последующие целенаправленные попытки отделить Гарганскую глыбу от палеозойских структур только подтвердили вывод, что все Окинское плоскогорье, включая Гарганскую глыбу, с точки зрения геофизики представляет собой однородный объект. Вполне возможно, что Гарганская, а также Бутугольская и Шутхулайская глыбы являются тонкими тектоническими пластинами нижнего докембрия, иногда с останцами рифейского чехла, надвинутыми на палеозойские отложения и не оказывающими существенного влияния на физические поля. Это предположение хорошо объясняет также отсутствие взаимосвязей между расположением архейских "глыб" и фациями палеозойских отложений.

2.I.2. Средний рифей
Офиолитовый комплекс

В последние годы в результате работ О.В.Ляшенко (1979) и сотрудников Бурятского ГИНа под руководством Н.Л.Добрецова (Добрецов и др.,1985; Геология и метаморфизм..., 1988) в юго-восточной части Восточного Саяна выделены офиолиты. Их современные выходы, окаймляющие Гарганскую глыбу практически со всех сторон, рассматриваются как останцы единого крупного (не менее 200x50 км) тектонического покрова, "проткнутого" диапиром Гарганской глыбы и в большей части эродированного. В состав офиолитового комплекса входят ультрабазитовые и основные массивы, ранее относившиеся к двум самостоятельным венд-нижнекембрийским интрузивным (или протрузивным) комплексам - ильчирскому (ультрабазиты) и боксонскому (габброиды), а также ассоциирующие с ними осадочно-вулканогенные образования (оспинская свита).

Наиболее полный разрез офиолитового комплекса установлен в верхнем течении реки Оки близ устья реки Боксон в пределах т.н.Дунжугурского массива. Здесь описаны (снизу вверх) ультрабазиты (серпентинизированные гарцбургиты, верлиты, пироксениты), на которых с сорванным тектоническим контактом залегают габбро. Последние сменяются комплексом параллельных даек. В приустьевой части р. Боксон на параллельных дайках залегает эффузивная часть (базальты, бониниты, андезито-базальты, андезиты, до 3000 м) офиолитового разреза. На правобережье нижнего течения р. Боксон эффузивы перекрываются темно-серо-зелеными карбонат-глинистыми и кремнисто-глинистыми аргиллитами с характерными оползневыми текстурами. Прослои сходных аргиллитов со "сваренными" контактами отмечаются среди подстилающих эффузивов. В районе г. Дунжугур эффузивы сменяются пачкой (до 250 метров) эдафогенных? брекчий и конглобрекчий, содержащими обломки всех членов офиолитовой ассоциации. Выше залегает пачка турбидитов с многочисленными силлами субщелочных титанистых диабазов и отдельными олистостромовыми горизонтами. На левом берегу р. Боксон ниже устья р. Хойто-Боксон из силла диабазов отобрана проба, при изучении которой получена минеральная изохрона (Sm-Nd методика) с цифрой около 1,3 млрд.лет (устное сообщение В.Е.Хаина, ГИН, Москва). Вулканогенно-терригенные образования, связанные с офиолитовым комплексом, раньше относились к дибинской свите (Додин, 1979). Представляется, что более правильно выделять их в составе оспинской свиты.

Стратотипическая местность оспинской свиты находится в верхнем течении р. Онота (Оспы), где расположен самый крупный Оспинский массив южной (ильчирской) ветви офиолитов. Здесь к офиолитам отнесены две чешуи: ультрабазитовая (серпентиниты, подчиненно породы кумулятивной дунит-пироксенит-габбровой серии) и с некоторой степенью условности осадочно-вулканогенная (оспинская свита). Оспинская свита (1500 м) расчленяется на две части: нижнюю вулканогенную и верхнюю черносланцевую. Вулканогенные породы обычно превращены в зеленые метаморфические

сланцы. Черносланцевые отложения представлены углисто-кремнистыми и углисто-глинистыми сланцами, переслаивающимися с алевролитами и тонкозернистыми песчаниками преимущественно черного цвета. Довольно часто отмечается градационная слоистость (турбидиты). Установлены отдельные прослои и линзы туффитов. Литологически оспинская свита очень схожа с другими существенно зеленосланцевыми стратоподразделениями Окинского плоскогорья и их разграничение при геологическом картировании во многом условно.

Общепризнанная трактовка офиолитовых комплексов как аллохтонных определяет отнесение офиолитов Окинского плоскогорья к самостоятельной структурно-формационной зоне. Место офиолитового комплекса в общей стратиграфической последовательности района остается неясным.

2.I.3. Верхний рифей

2.I.3.I. Осадочный чехол докембрийских глыб

На породах Гарганской глыбы с "аркозовым контактом" (Лодочников, 1941; Геология и метаморфизм..., 1988) залегают сланцево-терригенные отложения, условно относимые к верхнему рифею. Разрез начинается существенно карбонатной толщей, известной в литературе под различными названиями (иркутная, монгошинская, гарганская свита или серия). Учитывая недавние находки палеозойской микрофауны в стратотипических местностях монгошинской и гарганской свит, рифейскую карбонатную толщу целесообразно выделять как иркутную свиту. На последней согласно залегают существенно терригенные отложения (ильчирская свита). Более высокие части разреза рифейского чехла срезаны офиолитовым покровом, обрамляющим практически со всех сторон Гарганскую глыбу.

И р к у т н а я свита (около 600 м) уверенно выделяется лишь в южной половине Гарганской глыбы, где в окрестностях стратотипической местности (правобережье верхнего течения реки Иркут) слагает разрозненные небольшие поля. В ее составе преобладают мраморизованные известняки. Цвет их меняется от светло- до темно-серого, структура кристаллическая, текстура массивная, реже слоистая и тонкоплитчатая. В резко подчиненном количестве присутствуют маломощные прослои карбонатно-хлоритовых и кварцево-слюдистых сланцев. По данным А.А.Шафеева, некоторые разрезы иркутной свиты сложены в основном доломитами. Обоснование рифейского возраста иркутной свиты опирается на единичные K/Ar датировки, в основном по слюдам, в интервале от 700 до 870 млн.лет (Никитина и др., 1964), но пробы отбирались в северном обрамлении Гарганской глыбы из тектонических блоков, принадлежность пород которых к иркутной свите весьма условна.

Вне окрестностей Гарганской глыбы с иркутной свитой можно сопоставить только карбонатную толщу, залегающую на Шутхулайской глыбе.

И л ь ч и р с к а я свита в стратотипической местности (северо-западный склон Ильчирской котловины от устья р. Толты до р. Улзыты) сложена темно-серыми, большей частью филлитовидными сланцами с отдельными прослоями темно-серых известняков и кварцитовидных мелкозернистых песчаников с суммарной наблюденной мощностью около 230 м. По данным Н.Л.Добрецова и П.А.Рощектаева, в стратотипической местности и на некоторых других участках на отложения ильчирской свиты надвинута вулканогенно-осадочная толща с меланжево-олистостромовыми горизонтами. Последние насыщены олистолитами пород офиолитовой ассоциации. Указанные исследователи рассматривают эту вулканогенно-осадочную толщу, традиционно включавшуюся в состав ильчирской свиты, как самостоятельную аллохтонную оспинскую свиту.

За пределами ближайшего обрамления Гарганской глыбы ильчирская свита в настоящее время не выделяется. Ее рифейская датировка принята исходя из согласного налегания на иркутной свите.

Дальнейшее наращивание стратиграфического разреза гипотетично. В модели стратиграфии в соответствии с принятым постулатом о непрерывности недостаточно изученных фрагментов стратиграфического разреза предполагается, что ильчирская свита как по разрезу, так и латерально согласно сменялась фациально разнообразными комплексами пород, характерными представителями которых являются отложения, картируемые как хазалхинская свита и сархойская серия.

2.I.3.2. Хазалхинская свита

Хазалхинская свита была выделена А.Л.Додиным с соавторами (1971) в качестве одной из свит окинской серии. Е.В.Скляров (Геология и метаморфизм..., 1988) показал, что в стратотипической местности хазалхинская свита представляет собой интенсивно деформированную толщу метаморфитов (глаукофансланцевая фация), залегающую в виде тектонической пластины в пределах площади распространения пород окинской серии. В качестве опорного Е.В.Скляровым описан разрез междуречья Хазалхы-Диби, где вскрыты (снизу вверх):

I. Метаортосланцы (метабазиты) актинолит-хлорит-эпидотальбитового состава темно-зеленые с синеватым оттенком (метаэффузивы и метатуфы основного состава), насыщенные телами метагаббро (резко преобладают), горнблендитов и метадиоритов. По простиранию пачка очень невыдержана и местами выклинивается. Максимальная мощность пачки (левый борт верховьев рч. Хазалхы) достигает 1000 м.

2. Метаортосланцы актинолит-хлорит-эпидот-альбитового состава темно-зеленые, подчиненно эпидот-хлорит-альбитовые сланцы (метаэффузивы среднего-основного состава). Мощность колеблется от 300 до 900 м, в среднем - 600 м.

3.Фенгит-хлорит-кварц-альбитовые сланцы с варьирующими содержаниями кварца (до кварцитосланцев).В качестве исходных пород предполагаются туфогенные образования кислого и среднего состава. Мощность колеблется от 400 до 2500 м (в ядре синклинальной складки), средняя мощность - 900 м.

Характерными, хотя и редкими, породами хазалхинской свиты являются гематизированные кварциты. На Диби-Забитском междуречье они установлены В.В.Мининым в 7,5-8 км к югу от устья р. Забит в виде отдельных скальных грядок длиной до 150 м, а также крупноглыбовых (до 1,7 м) развалов, трассируемых по простиранию более чем на 2 км. Окраска кварцитов темно-серая и серая с вишневым оттенком, структуры мелкозернистые. Гематитом обогащены небольшие неправильные гнезда и линзочки мощностью до 5-7 см, переходящие в слои (до 10-15 см), прослеживающиеся на 2-3 м. Содержание железа в кварцитах убогое (обычно до 10%).

Нижний контакт хазалхинской свиты тектонический, его поверхность обычно пологая (до 30-40 град). С подстилающими породами наблюдается отчетливое угловое несогласие. В метабазитах близ контакта установлен высокобарический минерал - кроссит, что в совокупности с остальными фактами позволяет уверенно трактовать нижний контакт хазалхинской свиты как поверхность надвига.

Докембрийский возраст хазалхинской свиты аргументирован (Геология и рудоносность..., 1989, с.17) датировкой глаукофансланцевого метаморфизма в 640±20 млн.лет (Rb-Sr изохрона по валовым пробам сланцев).

Н.Л.Добрецов и Е.В.Скляров рассматривают отложения хазалхинской свиты как останцы тектонических покровов, сложенных породами островодужной ассоциации. На Окинском плоскогорье они распространены сравнительно широко, будучи обычно тектонически совмещенными с полями пород палеозойской окинской серии.

2.I.3.3. Сархойская серия

Сархойская серия (первоначально - свита) традиционно рассматривается в качестве самого нижнего члена стратиграфического разреза палеозоид (Арсентьев, Волколаков, 1964). В стратотипической местности - верховьях р. Сархой - в состав серии входят (Кузьмичев, 1990 б) две свиты: терригенная (нижняя) и вулканогенная (верхняя). Нижняя свита (700-1000 м) сложена в основном пестроцветными, преимущественно красноцветными полимиктовыми песчаниками, переходящими в гравелиты, реже в алевролиты. Отмечаются невыдержанные горизонты (5-30 м) пестроцветных полимиктовых конгломератов, не имеющих четкой стратиграфической приуроченности. Верхняя свита (более 2000 м) сложена вулканогенными породами основного, среднего и кислого состава. Латерально наблюдаются быстрые изменения относительного количества вулканитов различного состава, а также замещение эффузивов туффитами и вулканогенно-осадочными породами. Проведены изотопные исследования проб эффузивов, отобранных в стратотипической местности. Возраст изученных пород по Rb-Sr эрохроне, построенной по семи точкам, составляет 718±30 млн.лет (Буякайте и др., 1989).

Несмотря на усилия последних лет, стратотип сархойской серии остается недостаточно изученным. В частности, необходимы более основательные материалы по характеру взаимоотношений с карбонатными образованиями венд-кембрийской боксонской серии.

За пределами стратотипической местности сархойская серия картируется прежде всего по пестроцветным окраскам пород. Однако этот критерий далеко не однозначен и к настоящему времени выяснилось, что авторы сархойской свиты (Ф.К.Волколаков, Н.С. Ильина, А.Л.Самбург) и их последователи при картировании включили в ее состав отложения самого различного возраста. В частности на левобережье верхнего течения р. Диби по р.Булэгэ-Гол в 1,2-1,5 км от устья в пачке конгломератов, описывавшихся в качестве базальных сархойской серии, установлены линзы и прослои алевросланцев с многочисленными округло-овальными обломками колониальных организмов. Последние, по мнению И.П.Морозовой, схожи с мшанками, близкими к видам, установленным в ордовике и силуре Северной Америки и СССР (Бутов, Морозова, 1982). А.Б.Кузьмичев (1990а), не считая возможным вычленить пестроцветную терригенную толщу р. Булэгэ-Гол из состава сархойской серии, сделал попытку опровергнуть органическую природу образований, изучавшихся И.П.Морозовой. К сожалению, упомянутом

исследователю не удалось привлечь к сотрудничеству палеонтологов и его аргументация выглядит недостаточно профессионально (устное сообщение И.П.Морозовой).

Впрочем, имеется еще одна находка органических остатков примерно этого же стратиграфического диапазона, которую оспорить невозможно. В 1987 г. на водоразделе Хойто- и Урдо-Боксонов (рис.7) в сланцах, до этого рассматривавшихся в составе сархойской серии, автором были обнаружены обильные отпечатки необызвествленных водорослей, среди которых К.Б.Корде (1993) определены Chaetocladus capillatus Hoeg, 1926 и Buthotrepnis sp., первая из которых характерна для лудловского яруса силура. Сборы более худшей сохранности позже изучались А.А.Ищенко (ИГН АН УССР), которая определила возраст вмещающих пород как поздний силур (лудлов) - девон. Особую значимость этой находке придает то обстоятельство, что она сделана в стратотипической местности нижнего стратиграфического контакта, во-первых, фаунистически охарактеризованной венд-кембрийской боксонской серии (упомянутый водораздел), во-вторых, фанерозоя (его стратиграфических взаимоотношений с рифеем) (бассейны Боксона и нижнего течения р. Хоре).

Фрагмент геологического разреза, в котором установлены силурийские водоросли, представлен практически сплошными обнажениями длиной около 500 м и высотой до 100 м. Сложены они чередующимися алевросланцами и тонкозернистыми песчаниками, на поверхностях выветривания зеленовато-серой, буроватой и лиловой, а в свежем сколе - серой окраски. Мощность слойков (линзочек) песчаников колеблется от 1-2 до 10 мм, алевросланцев - до 30 мм. В отдельных горизонтах (первые метры - до 15-25 м) резко преобладают алевросланцы, вмещающие лишь единичные слойки песчаников или темно-серых листоватых известковисто-глинистых пород. Венчается (?) этот разрез пачкой "розовых" и "сургучно-красных доломитов", находящихся в мощной тектонической зоне с обширными участками интенсивного смятия, тектонического дробления (часты брекчии: остроугольные обломки лиловых и зеленых алевросланцев в доломитовом матриксе). Но не исключено, что "пачка красноцветных доломитов" относится к другому структурному ярусу - образованиям выполнения древней (позднепалеозойской?) карстовой воронки, развивавшейся по неоднократно активизировавшейся зоне надвига тектонической пластины пород боксонской серии. В верхней части водораздела все породы сильно кливажированы и обнажения имеют сглаженные очертания, разрушаясь на мелкий щебень в основном по поверхностям кливажа. Небольшие фрагменты отпечатков водорослей наблюдаются очень редко. Гипсометрически ниже степень тектонического воздействия на породы быстро и резко ослабевает, и они расщепляются по напластованию на большие тонкие (первые сантиметры) плитки, часто с обильными длинными (до 10 см и более) полосовидными отпечатками водорослей. По-видимому, раньше водораздел перекрывал по надвигу покров боксонской серии, ныне здесь полностью размытый.

Силурийская песчаниково-алевросланцевая толща прослеживается по простиранию на левобережье Хойто-Боксона, где в сильно кливажированных алевросланцах найдены редкие мелкие обломки необызвествленных водорослей, сходных с вышеописанными.

В прекрасно отпрепарированных обнажениях Хойто-Урдо-Боксонского водораздела на пачке "красноцветных доломитов", т.е. стратиграфически выше песчаниково-сланцевой толщи с лудловской флорой (возрастной диапазон окинской серии) с размывом залегают несортированные полимиктовые конгломераты, ранее трактовавшиеся как базальный горизонт боксонской серии. Контакт конгломератов с находящимися структурно выше доломитами боксонской серии повсеместно задернован - для его изучения Окинской экспедицией пройдено несколько канав, которые вскрыли зону милонитов мощностью первые десятки сантиметров. Интерпретация фактического материала элементарна: доломиты боксонской серии венд-кембрия надвинуты на более молодые конгломераты. "Нашлепки" конгломератов на сланцах имеются и в отдалении от контакта с боксонской серией (рис. 7). Палинологические пробы из конгломератов как здесь, так и на правобережье Урдо-Боксона оказались пустыми. На последнем участке "нашлепки" конгломератов отмечены на доломитах боксонской серии. Выходы конгломератов трассируются в бассейн р. Хоре, где они надстраиваются цикличной конгломерато-алевролито-песчаниковой толщей мощностью несколько сот метров, картировавшейся ранее как сархойская серия (Арсентьев, Волколаков, 1964). На г. Комиссар в песчаниках установлены ордовик-силурийские палинокомплексы (1982 г., Л.Н. Неберикутина, Р.С.Холмовая), на Хоре-Монгошинском водоразделе - девонские, смешанные девон-мезозойские и мезозойские (1990 г., Л.Н.Неберикутина, О.Р.Минина). В 10 км юго-западнее, по р. Мал.Бутугол, палинологические пробы из изолированного небольшого поля песчаниково-конгломератовых отложений оказались практически пустыми. Однако в линзочках песчаников среди конгломератов здесь были найдены отпечатки мезозойской флоры (Бутов,1986б). Для более всестороннего анализа результатов палинологических исследований нами был изучен стратотипический разрез нарингольской свиты, в которой мезозойская флора была найдена еще до войны (Флоренсов, 1964). Из нескольких десятков проб только в одной пробе Л.Н.Неберикутиной установлены мезозойские споры, во всех остальных пробах, в том числе из образцов с обильными отпечатками мезозойской флоры, изученных М.П.Долуденко, содержатся палеозойские (в некоторых пробах - характерные для карбона) палинокомплексы. Выводы: 1) в окрестностях

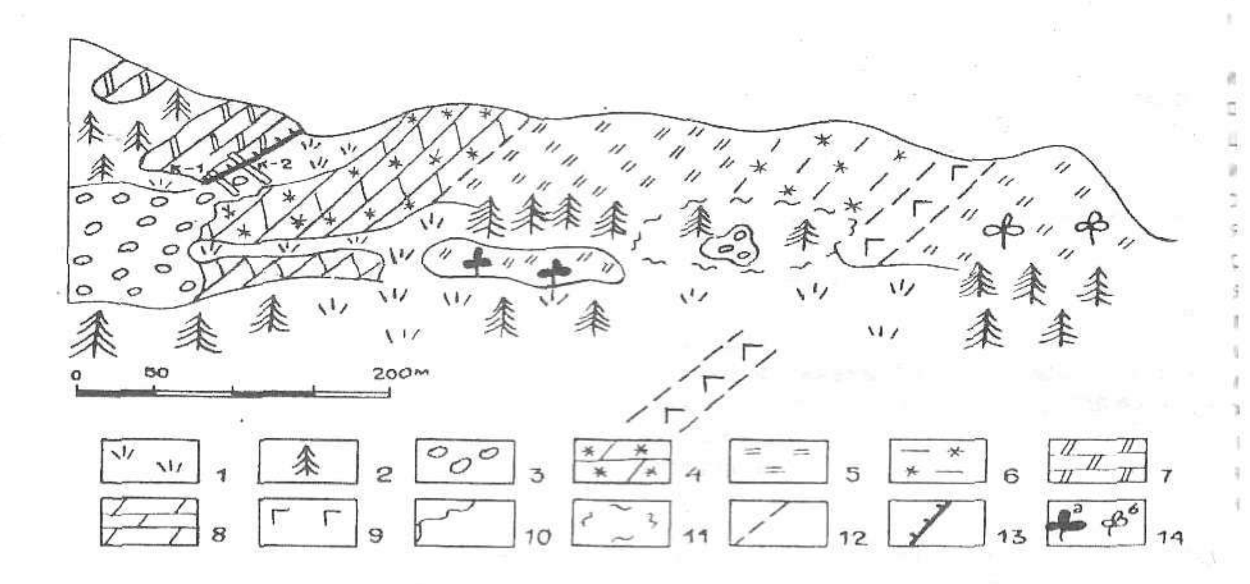


Рис. 7. Схема геологического строения южного склона водораздела рек Хойто- и Урдо-Боксонов (до 198 г. один из эталонов нижнего стратиграфического контакта боксонской серии). Составил Ю.П.Бутов, 1987 г.

I-2 - задерновано: I - луговая растительность, 2 - лес; 3 - комиссаровская толща (мезозой?), ранее рас сматривалась в качестве базального горизонта боксонской серии: несортированные валунные доломитовые кон глобрекчии; 4-6 - окинская серия, красноцветная песчаниково-сланцевая толща (силур, до находок флоры рас сматривалась в составе сархойской серии позднего докембрия); 4 - розовые доломитовые песчаники и брекчии прослоями лиловых и зеленых сланцев и песчаников; 5 - тонкое ритмичное переслаивание серых алевросланце и песчаников; 6 - лиловые сланцы; 7 - забитская свита (венд) боксонской серии, доломиты серые; 8 - доломит серые неясного стратиграфического положения; 9 - диабазы; 10 - поверхность размыва; II - предполагаемые кон туры "нашлепки" конглобрекчий комиссаровской толщи; I2 - контакт не наблюдался; I3 - поверхность надвиг (тектонического покрова?); I4 - места сбора отпечатков водорослей: а - Chaetocladus capillatus, Hoeg, 1926 (силур лудловский ярус), Algites enteromorphoides, Basson et Wood (поздний силур - девон), Buthotrephis sp. (ордовик - девон); б - плохой сохранности (неопределимых)

Боксонского месторождения бокситов песчаниково-конгломератовая толща, с размывом залегающая на подстилающих образованиях и ранее помещавшаяся в основание палеозойского разреза,имее мезозойский возраст. Надвиговый характер нижнего контакта боксонской серии не вызывает сомнений 2) ввиду широкого распространения в мезозойских отложениях переотложенных докембрийских и па леозойских палинокомплексов результаты палинологических анализов должны использоваться крайне осторожно.

На настоящей стадии исследований выделение сархойской серии за пределами стратотипиче ской местности относится к остродискуссионным проблемам.

2.I.4. Венд-палеозой

Намечается расчленение стратифицированных образований венда-палеозоя на два комплекса венд-кембрийский-нижнеордовикский(?), объединяющий карбонатные отложения боксонской серии (V-Є$_2$) и согласно залегающие выше карбонатно-сланцево-терригенные породы мангатгольской свиты (Є$_2$-O$_1$?), и ордовик-девонский(?), включающий фациально разнообразные, преимущественно терригенные отложения окинской серии и ее возрастных аналогов. Стратиграфические соотношения между этими комплексами дискуссионны, на некоторых участках установлено надвигание венд-кембрийского комплекса на ордовик-девонский. Реконструкция сводного стратиграфического разреза основана в основном на биостратиграфических данных. Сохранившиеся фрагменты геологического разреза венда-палеозоя Окинского плоскогорья начинаются боксонской серией.

Нижняя граница боксонской серии с подстилающими отложениями дискуссионна (Геология и метаморфизм...,1988, с.30-31). В качестве ее стратотипической местности предложен бассейн реки Хужиртай-Горхон, где карбонатные отложения боксонской серии повсеместно налегают на пестроцветной пачке мощностью до 250 метров, в составе которой широко развиты лиловые алевролиты, пес-

зники, локально появляются песчаные доломиты (до 30% объема частных разрезов) и мергели до 10%). В среднем течении Хужиртай-Горхона в пестроцветной пачке установлены (В.П.Приходько, О.П.Бутов) мелкое проявление фосфоритов и слойки аргиллитов с повышенным кремневым модулем до 0,60).

Контакт между пестроцветной пачкой и доломитами боксонской серии (ровный, четкий, без признаков размыва) наблюдался на нескольких участках в скальных обнажениях длиной до 100 м. Возможны, по меньшей мере, три варианта интерпретации наблюдений. Первый - традиционный - пестроцветная пачка представляет собой самую верхнюю часть вулканогенно-терригенной сархойской серии, которая, следовательно, согласно подстилает боксонскую серию. Второй вариант учитывает, что нижний контакт пестроцветной пачки в обнажении не описан, а ее металлогеническая специализация (фосфориты, аллиты) противоречит формационной сущности парагенетического комплекса пород сархойской серии в стратотипической местности. Поэтому высказано мнение (Бутов, 1986), что указанная пестроцветная пачка не может рассматриваться как верхняя часть сархойской серии и ее необходимо выделить в новое стратиграфическое подразделение, объем и нижняя граница которого сейчас неизвестны. Третий вариант исходит из предположения, что пестроцветная пачка соответствует графитисто-бокситовой пачке, откартированной в составе боксонской серии. В этом случае по р.Хужиртай-Горхон нижняя часть боксонской серии (до графитисто-бокситовой пачки) срезана при надвиге и нижняя граница боксонской серии здесь является тектонической. Последний вариант представляется наиболее вероятным, учитывая взгляды (Добрецов, 1985) о повсеместном залегании боксонской серии в тектоническом покрове.

2.I.4.I. Боксонская серия

Выходы пород боксонской серии прослеживаются в виде двух прерывистых полос длиной около 100 км и шириной до 20 км: южной между рр.Сархой и Урик, северной - на Хайт-Тиссинском междуречье. В пределах южной полосы серия расчленена на пять свит (снизу вверх): забитскую, табинзуртинскую, хужиртайскую, нюргатинскую и хютенскую. Северная полоса отложений боксонской серии фациально существенно отличается от южной. Боксонская серия здесь на свиты пока не расчленена (рис. 8).

Забитская свита

По объему забитская свита соответствует нижней части боксонской серии между ее подошвой и бокситовым пластом (стратотипическая местность - бассейн р. Боксон). Самый информативный разрез располагается на правобережье р.Хойто-Боксон. По данным В.И.Алексеева, он имеет следующий вид (снизу вверх):

1) темно-серые массивные доломиты, в верхах пачки содержащие строматолиты - 80 м;

2) желтовато-серые доломиты с послойными выделениями кремней - 40 м;

3) серые доломиты с кварцевыми инкрустациями - 320 м;

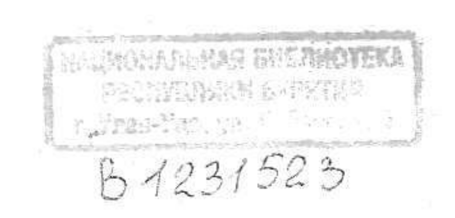
4) серые массивные доломиты, отдельные слои которых в верхней части пачки насыщены микрофитолитами Radiosus limpidue Z.Zhur., R. stirpitue Z.Zhur., R. ravidue Z.Zhur., Vesicularites compactus Yaksch., Glebosites dentilis Z.Zhur.(определения В.И.Алексеева)- 400 м;

5) переслаивание карбонатных зернистых фосфоритов (два - три пласта) и фосфатсодержащих доломитов - 30-35 м;

6) темно-серые доломиты с онколитами Vesicularites bothrydiefernie (Krasnop.), Ves. subinensis Zabr., Ves. celluleus Yaksch., Ves. obscurus Z.Zhur., Ves. simplaris Yaksch., Nubecularites uniformis Z.Zhur. (определения В.И.Алексеева). В верхней части пачки непосредственно под бокситовым пластом развиты строматолиты, список которых приведен И.К.Королюк (1960) - более 140 м.

Суммарная мощность - около 1000 м.

Пласт бокситов, начинающий вышележащую табинзуртинскую свиту, вскрыт многочисленными горными выработками на расстоянии более 40 км. Слабоволнистая, локально сильно закарстованная поверхность доломитов, подстилающих бокситы, принята в качестве границы между свитами. Возраст забитской свиты дискуссионен. По мнению В.И.Алексеева (1980), комплекс онколитов и строматолитов подфосфоритоносной части забитской свиты по р. Хойто-Боксон и всему району Боксонского месторождения является верхнерифейским, а верхов свиты - юдомским. Г.А.Воронцова интерпретирует эти же материалы как показатель вендского возраста всей свиты (Бутов и др., 1979). В последние годы все шире распространяются представления о неправомочности использования онколитов и строматолитов для датировки отложений. В частности, доказывается, что онколиты являются не



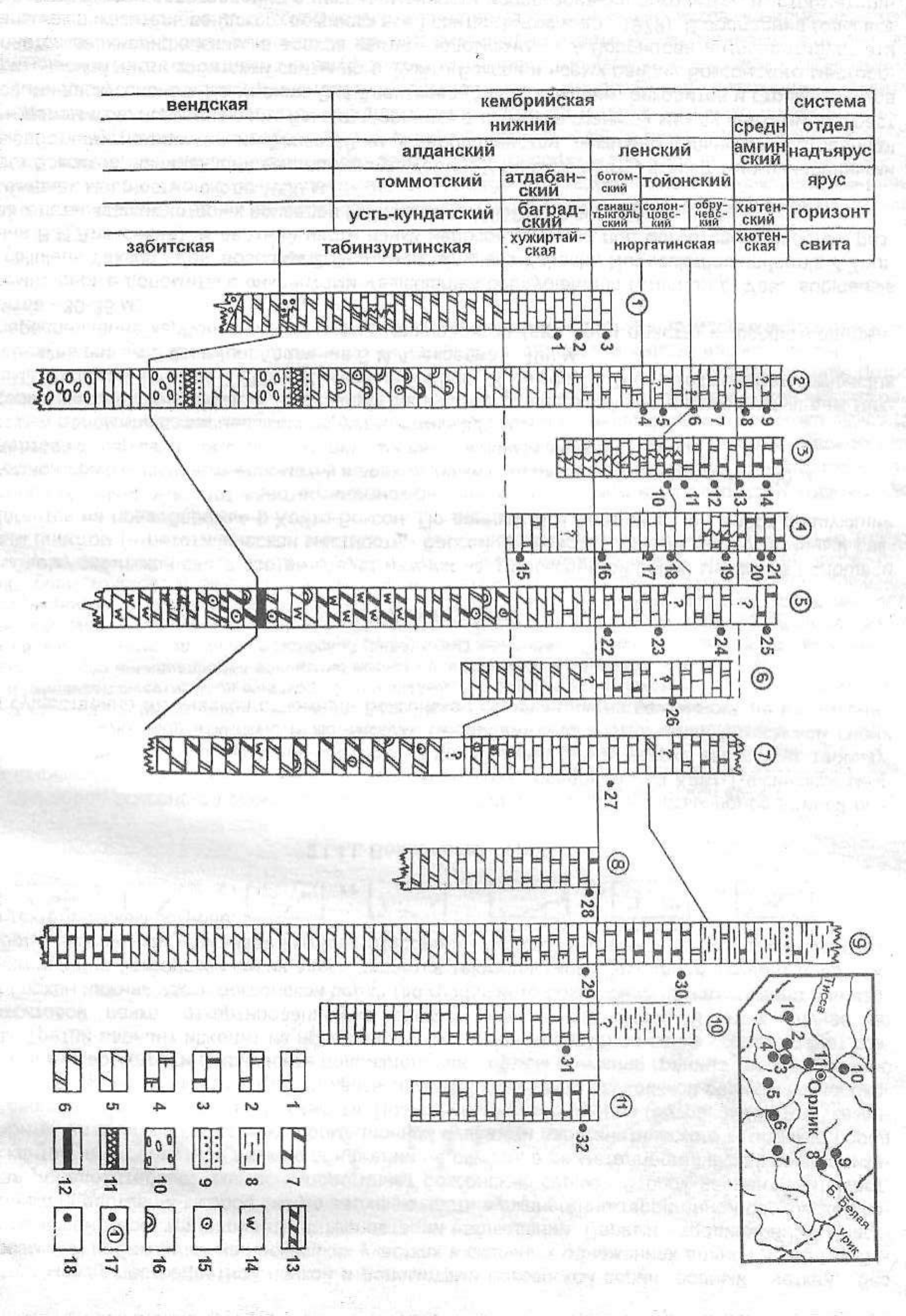

система
отдел
надъярус
ярус
горизонт
свита
вендская
кембрийская
нижний
средн
алданский
ленский
амгинский
томмотский
атдабанский
ботомский
тойонский
усть-кундатский
баградский
санаштыкгольский
солонцовский
обручевский
хютенский
забитская
табинзуртинская
хужиртайская
нюргатинская
хютенская
Тисса
Орлик
Б. Белая
Урик
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18

Рис. 8. Схема корреляции разрезов боксонской серии венда-среднего кембрия (Окинское плоскогорье Восточного Саяна). Составили Ю.П.Бутов, Б.А.Далматов, 1988 г. (с исправлениями).

I-3 - известняки (I - светлые, 2 - серые, 3 - темно-серые и черные); 4 - известняки доломитовые; 5-7 - доломиты (5 - светлые, 6 - серые, 7 - темно-серые); 8 - сланцы глинистые; 9 - песчаники; I0 - конгломераты; II - гематитовые кварциты; I2 - бокситы; I3 - пластовые фосфориты; I4 - окремнение; I5 - микрофитолиты; I6 - строматолиты; I7 - номера разрезов; I8 - местоположение в разрезе сборов органических остатков.

Адреса разрезов, исследователи и списки ископаемых организмов:

Разрез I. Бассейн р.Сархой. Ю.П.Бутов, Б.А.Далматов, А.В.Филимонов, 1973-1985 гг. 1) Leptosocyathus sp. nov. Jazmir, Nochoroicyathus ex gr. mariinskii, Tumulocyathus sp.; 2) Coscinocyathus sp., Monocyathus sp., Ajacicyathus sp., Poletaevella baljutica, Resimopsis volkovi; 3) Siringocnema elongata, Dictiocyathus salebrosus sp., Bochatocyathus sp., Retecyathus sp., Archaeolynthus sp., Schuberticyathidae gen. et sp.indet., Cribriocyathidae gen. et sp. indet. Водоросли Epiphyton fruticossum, Ep. gigam, Ep. parapussilum, Ep. curvatum, Ep. roselatum., Epiphyton sp., Feadelina sp.

Разрез II. Бассейн р.Яматы. Ю.П.Бутов, 1973, 1981. 4) Redlichina sp., Хиолиты; 5) Redlichina aff. furcata, Redlichina sp. Брахиоподы Kutorgina sp., K. cf. Lenaica; 6) Nisusia sp., Kutorgina sp.; 7) Prohedinella sp. Брахиоподы Kutorgina sp. 8) Chondragraulos granulatus; 9) Chilometopus sp., Pseudanomocarina sp., Chondragraulos minussensis, Ch. granulatus, Neopagetina porecta, Olenoides sp.

Разрез III. Правобережье р.Забит в интервале 3-5 км ниже устья р. Сахюрта. Б.А.Далматов, 1982. 10) Corynexochus sp., Kooteniella sp., K. aacta, K. slatkowskii, Olenellidae gen. et sp. indet; 11) Водоросли; 12) Kootenia aff. sibirica, Amgaspis aff.medius; 13) Olenoidus optimus, Oryctocara sp., Tonkinella sp., Chondragraulos cf. fraudulensis, Proasaphiscus sp., Solenopleura aff. recta, Elatolimbus arcadii, El. curatur. Брахиоподы Meneviella(?) sp., Pagetiellus aff. ulmimus, Corynexochus of. tersus, Cheiruroides(?) sp., Chilometopus sp., Kooteniella sp., Pseudanomocarina sp., Chondranomocare sp., Ch. mischii sp. nov. Dlm., Kounamkites altaicus, Dolichometopus cf.dilectus; 14) Pseudanomocarina sp.

Разрез IV. Бассейн р.Забит между устьями рек Сахюрта и Саган-Гол, Б.А.Далматов, 1973-1982. 15) Хиолиты; 16) Sanaschtikgolia aff. vertebrata, Sanaschtikgolia sp., Redlichiidae gen. et sp. indet. Брахиоподы Kutorgina lenaica; 17) Pseudoeteraspis sp., Ps. angarensis. Брахиоподы Kutorgina flerovae, Nisusia sp., Botsfordia sp.; 18) Kooteniella slatkowskii, Ogygopsis sp., Kootenia sp., Chodragraulos aff. flerovae, Erbia sp. Брахиоподы Kutorgina lenaica; 19) Erbia sp., Chondragraulos cf. minussensis; 20) Peronopsis sp., Pagetia sp., Ogygopsis sp., Og. aff. sibirica, Olenoides aff. optimus, O. optimus Juliacpis sp., Jul. solidus, Amgaspis sp., Amgaspidella cf. limbata, Chodragraulos cf. minussensis, Ch. granulatus, Ch. aff. granulatus, Prohedinella cf. erbiensis, P. cf. bateninsis, Pseudanomocarina cf.aejiformis, P. cf. plana, Erbia granulata, Er. cf. sibirica, Amgaspidella elongata, Prohedinella sp., Pr. bateniensis. Брахиоподы Acrotella sp., Kutorgina sp.; 21) По уровням от подошвы пачки: 0 м - Erbia sp., Er. granulosa, Prohedinella bateniensis, Kooteniella slatkowskii, Kooteniella sp. Брахиоподы Micromitra sp., Paterina sp.; 120 м - Erbia sp., Erbia granulosa, Prohedinella bateniensis, Amgaspidella elongata, Agraulos sp. Брахиоподы Kutorgina cingulatoformis, Acrotella sp.; 150 м - Брахиоподы Kutorgina sp., Nisusia sp.

Разрез V. Бассейны рек Хужиртай-Гол и Хойто-Боксон. Ю.П.Бутов, Б.А.Далматов, В.И.Алексеев, М.М.Язмир, А.А.Клюшников, 1972- 1982 гг. 22) Археоциаты Archaeolinthus aff.nalivkini, Robustocyathus(?) sp. Водоросли Epiphyton sp.; 23) Archaesphaera cambrica. Археоциаты; 24) Водоросли. Трилобиты Redlichiidae gen et sp. indet., Jakutus sp,; 25) Chilometopus aff. consuentus, Ch. affartus, Kooteniella slatkowskii, Chondragraulos sp., Pseudanomocarina sp., Ps. plana, Ps. horrida, Ps. tabanica Repina formalata Bognibora, Cheiruroides sp.

Разрез VI. Бассейн р.Улзыта, сев. склон г.Мундарги. Ю.П.Бутов, 1974 г. 26) Сборы из делювиально-элювиальных свалов (валовые). Tungusella aff. manica, Proerbia aff. torgaschenica, Onchocephalina sp., On. aff. plana, On. arguta, On. pertenius, On. micmaciformis, Soloniella sp., Syspacephalus (?) sp., Jakutus aff. guadriceps, Protolenidae gen. et sp. indet. Berjeroniaspis (?) sp., Kootenia sp., Prohedinella (?) sp., Chondragraulos minussensis, Ch. sp., Ptychoparia (?) sp., Amgaspidella sp. Брахиоподы Micromitra sp., Botgfordia sp.

Разрез VII. Бассейн р. Урик (р.Хагархай). Ю.П.Бутов, 1975 г. 27) Трилобиты Bulaiaspis sp. Брахиоподы Kutorgina sp.

Разрез VIII. Бассейн р. Бол. Белая, Ю.П.Бутов, 1976 г. 28) Археоциаты Archaeolynthus sp., Ar. sibiricum, Ar. ex gr. ottychtaschensis, Dokidocyathus sp., Aldanocyathus sp., Tumulocyathus sp., Coscinocyathus ex gr. rojkovi, C. cf. dianthus. Robustocyathus cf. tomicus, Rb. (?) directus, Rb. sp. nov., Ajacicyathus ex gr. schorius, Leptosocyathus altaicus, Talamocyathus ex gr. rojkovi.

Разрез IX. Бассейн р. Хайт. Ю.П.Бутов, 1977 г. 29) Археоциаты Aldanocyathus amplus, A. cf. tkatschenkoi, A. ottychtschensis, Robustocyathus Khenitschinensis, R. proskurjakovi, Leptosocyathus sp., Paranaajathus ex gr.tuberculatus, Septoajathus sp.nov.; 30) Археоциаты Inessocyathus sp., Junaecyathus ex gr. grandiperforatum, Ascocyathus sp. nov. Voronin, Rotundocyathus ex gr. salebrosus, Sibiricyathus sp., Aldanocyathus gen. nov. Voronin, Leptosocyathus sp., Gordonifungia sp., Tumulofungia sp. Трилобиты Redlichiidae gen. et sp. indet., Raracephalus primus, Hebediscus sp., Onchocephalina sp., Erbiella (?) sp. Брахиоподы Kutorgina lenaica. Водоросли Epiphyton sp.

Разрез X. Водораздел рек Орлик и Ока. Б.А.Далматов, 1979 г. 31) Археоциаты Coscinocyathidae gen. et sp. indet.

Разрез XI. Приустьевая часть р. Диби. Б.А.Далматов, 1979 г. 32) Археоциаты Robustocyathus ex gr.salebrosus, Robustocyathus sp., Ajacicyathus cf. speranskii, Ethmophyllum sp.

биогенными образованиями, а представляют собой карбонатные желваки (Македонов, 1986). Наиболее убедительно докембрийский возраст забитской свиты доказывается находкой в бокситовом пласте медузоидов эдиакарского типа (Жабин,1971). Заслуживают внимания материалы по радиологическим датировкам бокситов в интервале 540-600 млн.лет (Семихатов, Серебряков, 1967; Додин и др., 1968). Возможность рифейского возраста нижней части забитской свиты представляется сомнительной, так

как в этом случае мощность отложений вендского комплекса (время накопления 100 млн.лет) на Боксонском месторождении составит, по В.В.Жабину и М.В.Степановой (1974), примерно 1300 м, а с учетом данных Г.А.Воронцовой по нижней границе кембрия не превысит 600-650 м. Такими же цифрами характеризуется мощность отложений алданского надъяруса (10-15 млн.лет), но никаких признаков изменения фациальной обстановки и скорости (примерно в 10 раз) осадконакопления на рубеже венда-кембрия не установлено.

В настоящее время достоверное выделение забитской свиты ограничено районом Боксонского месторождения. На остальных площадях развития боксонской серии забитская свита выделяется в сущности условно.

Табинзуртинская свита

По представлениям автора табинзуртинской свиты А.Л.Самбурга в ее состав входят отложения между стратиграфическими уровнями бокситового пласта и нижней границы известняковой толщи с археоциатами в бассейне Сархоя (стратотип верхней границы табинзуртинской и нижней - хужиртайской свит). Стратотипической местностью свиты является бассейн Боксона, где наиболее представительный геологический разрез находится на левобережье Хойто-Боксона и одного из его истоков - р. Хужиртай-Гол. Здесь В.И.Алексеевым описаны (снизу вверх):

I) бокситы - до 10 м;

2) серые до темно-серых доломиты, в отдельных слоях содержащие микрофитолиты Osadia corticesa Bar., Volvatella vadosa Z.Zhur., Vesicularites bothrydioformis (Krasnop.), Ves. porrectus Z.Zhur., Ves. obscurus Z.Zhur., Nubecularites abustus Z.Zhur. (определения В.И.Алексеева)- 110 м;

3) светло-серые доломиты с послойными выделениями кремней, в основании пачки - кварцевые песчаники, переходящие по простиранию в брекчии. В верхней части пачки широко развиты столбчатые строматолиты, значительно реже отмечаются желваковые. Среди столбчатых строматолитов определены Sinella mica Kryl., S. avis Kryl - 100 м;

4) темно-серые до черных доломиты с кремнями, в верхах пачки содержащие микрофитолиты Volvatella vadosa Z.Zhur., Nubecularites abustus Z.Zhur., Nub.anfractus Z.Zhur., Glebosites f.n. (определения В.И.Алексеева) - 540 м;

5) серые до темно-серых доломиты, в верхней части пачки с онколитами Nubecularites abustus Z.Zhur. и пластовыми строматолитами Stratifera aff. rara Korol - 560 м.

Суммарная мощность приведенного разреза 1300-1350 м, но т.к. в стратотипической местности табинзуртинская свита не имеет четкой литологической границы с хужиртайской свитой из-за преобладания в составе последней доломитов, то в дальнейшем возможна некоторая корректировка объема свиты.

Мнения о возрасте табинзуртинской свиты неоднозначны. В.И.Алексеев на основании изучения микрофитолитов и строматолитов отнес табинзуртинскую свиту полностью к вендскому комплексу. М.В.Степанова (Жабин, Степанова, 1974) и Г.А.Воронцова (Бутов и др., 1979) пришли к выводу, что в районе Боксонского месторождения к венду относится только нижняя часть табинзуртинской свиты, а верхняя, содержащая водоросли Renalcis Volog. и специфический комплекс микрофитолитов, является кембрийской. Согласно Г.А.Воронцовой, граница между вендом и кембрием находится в 350-400 м выше бокситового пласта. Кембрийский возраст доломитов верхней половины табинзуртинской свиты подтвержден находками в них окремнелых археоциат на междуречье Сархоя и Хужиртай-Горхона (Бутов, Далматов, 1977).

Выделение табинзуртинской свиты при геологическом картировании нередко сталкивается с серьезными трудностями. Литологически и фациально отложения табинзуртинской свиты однотипны с отложениями забитской свиты и доломитовым типом разреза хужиртайской свиты. На участках, где отсутствует бокситовый пласт, а (или) нижняя граница хужиртайской свиты палеонтологически не охарактеризована, разграничения между этими свитами в настоящее время условны.

Хужиртайская свита

Стратотипической местностью хужиртайской свиты является Сархой-Хужиртай-Горхонское междуречье, где скальные выходы слагающих ее известняков занимают значительные площади и где впервые в юго-восточной части Восточного Саяна Д.В.Титов и О.П.Алексеева обнаружили археоциаты. Облик известняков по всему разрезу и по простиранию свиты здесь устойчив. Повсеместно известняки светлые массивные, слоистые текстуры не улавливаются, что делает дискуссионным вопрос о мощности свиты. По схематическим графическим построениям она не менее 500 м. В нижней части хужиртайской свиты отмечаются редкие линзовидные тела карбонатных брекчий и доломитов. Количество и мощность линз карбонатных брекчий, а также размеры слагающих их обломков, возрастают в южном (юго-западном?) направлении.

Остатки археоциат в известняках содержатся повсеместно и по всему разрезу, начиная непосредственно от контакта с доломитами. Иногда они настолько обильны, что вмещающие породы можно рассматривать как археоциато-водорослевые купола (по Д.Уилсону, 1980). Списки археоциат приведены в публикациях А.Л.Додина, И.Т.Журавлевой (1963), В.П.Арсентьева и Ф.К.Волколакова (1964), Л.С.Волкова, Б.А.Далматова, М.М.Язмира (1966), М.А.Семихатова, С.Н.Серебрякова (1967), Ю.П.Бутова, Б.А.Далматова (1977). Составление полного списка изученных археоциат затруднено происшедшим пересмотром их номенклатуры, тем более, что коллекции ранних лет утрачены. Установленный комплекс трилобитов исключительно беден и, по Б.А.Далматову, ограничивается следующими формами: Hebediscus sp., Dipharus sp., Poletaevella baljutica, Resimopsis volkovi, Sajanaspiss aff.modesta, S.aff. pokrowskayae, Bulaiaspis sp., Witingaspis sp., Bonnaria(?) sp. и брахиоподы рода Kutorgina. В целом комплекс археоциат и трилобитов хужиртайской свиты соответствует алданскому надъярусу нижнего кембрия и в качестве верхней стратиграфической границы свиты принята граница между алданским и ленским надъярусами нижнего кембрия. Стратотип этой границы находится в излучине Забита (описан при характеристике стратотипического разреза нюргатинской свиты).

При геологическом картировании выяснилось, что по простиранию отложения алданского надъяруса характеризуются резкой фациальной изменчивостью с латеральными взаимопереходами известняковых и доломитовых разрезов. Поэтому хужиртайская свита уверенно выделяется только при установлении палеонтологических остатков, одновозрастных с описанными в стратотипическом разрезе, или при наличии согласно перекрывающих фаунистически охарактеризованных отложений ленского надъяруса (рис. 8). Основная проблема, возникающая при этом - определение границ свиты, особенно нижней, которая в настоящее время почти повсеместно определяется условно.

Нюргатинская свита

Выделена в 1973 г. Б.А.Далматовым и Ю.П.Бутовым из состава ранее палеонтологически немых известняковых отложений, которые до находок трилобитов санаштыкгольского горизонта ленского надъяруса рассматривались как синхронный аналог хужиртайской свиты. Отложения ленского надъяруса нижнего кембрия занимают значительные площади, литологически своеобразны, на многих участках легко опознаются в полевых условиях, имея четкие границы с подстилающими и перекрывающими породами. Стратотипическая местность нюргатинской свиты - район излучины р.Забит и ее правых притоков рр.Саган-Гол и Сахюрта. Здесь Б.А.Далматов описал следующий разрез свиты (снизу вверх):

1) известняки светло-серые, тонкозернистые, толстоплитчатые, слоистые - 150 м;

2) известняки серые до темно-серых, часто пятнистые, глинистые, грубослоистые, массивные, с остатками хиолитоидей - 75 м;

3) известняки светло-серые, тонкозернистые, массивные, с гнездами и трещинами, выполненными бурым глинисто-алевритистым материалом - 50 м;

4) известняки серые, тонкозернистые, массивные, слоистые, в верхней части пачки вмещающие линзу мощностью до 25 м красноцветных глинисто-карбонатных брекчий - 160 м;

5) известняки светло-серые, тонкозернистые, массивные, содержат трилобиты и брахиоподы - 210 м;

6) известняки темно-серые до черных, брекчиевидные, грубослоистые, глинистые, с остатками брахиопод, трилобитов, многочисленными ходами червей и редкими хиолитами - 140 м;

7) известняки серые, массивные, тонкозернистые, содержат трилобиты - 25 м;

Суммарная мощность разреза - 810 м.

Выше по склону на расстоянии 50 метров протягивается крупно-глыбовая делювиально-элювиальная россыпь, под которой предположительно погребена верхняя граница нюргатинской свиты.

При геологическом картировании установлено, что нюргатинская свита в отличие от хужиртайской повсеместно сложена почти исключительно известняками. Лишь эпизодически отмечаются маломощные горизонты доломитов. Характерно неравномерное распределение палеонтологических остатков, отражающее фациальную неоднородность нюргатинской свиты. Органические остатки группируются в три комплекса: санаштыкгольский, солонцовский и обручевский (Бутов, Далматов, 1977; Бутов и др., 1979). Материалы по соответствующим биостратиграфическим горизонтам Окинского плоскогорья обобщены Б.А.Далматовым.

Санаштыкгольский горизонт. Трилобитовая ассоциация представлена следующими формами: Sanaschtikgolia aff. vertebrata, San. sp., Redlichiidae gen. et sp. indet., Redlichina cf. furcata, R. sp., Tungusella sp., T. aff.manica, Pagetiellus (?) sp.; археоциатовая (по Ю.И.Воронину, ПИН) - Irinaecyathus ex gr. grandiperforatum, Ascocyathus sp. nov. Voronin, Robustocyathus ex gr. salebrosus, Sibiricyathus sp., Aldanocyathidae gen.nov. Voronin, Leptosocyathus sp., Gordonifungia sp., Tumulofungia sp., Ethmophyllum

(?) sp.; брахиоподовая - Kutorgina lenaica, K. cf. lenaica, K. sp.; микрофитолитовая - Nubecula... catagraphus.

Солнцовский горизонт. Трилобиты: Onchocephalina sp., O. aff.plana, O. arcuata, O. pertenu... micmacciformis, Proerbia aff. torgaschenica, Jakutus aff. quadriceps, Pseudoeteraspis sp., P. angare... Kootenia sp., Bonnia sp.; брахиоподы: Kutorgina flerovae, Nisusia sp., Botsfordia sp. Отмечены также ...литы и следы ползания.

Обручевский горизонт. Трилобиты: Kootenia sp., Kooteniella sp., K. slatkowskii, K. ac... Corynexochu sp., Ogygopsis sp., Chondragraulos minussonsis, Ch. (Antagmopleura) aff. flerovae, Ch. ... necopinata, Astenaspis (?) sp., Erbia sp., E. sibirica, Prohedinella sp., Binodaspis sp., Jacutus s... Olenellidae gen. et sp. indet.

Хютенская свита

Выделена в 1973 г. Б.А.Далматовым и Ю.П.Бутовым. Стратотипическая местность та же, что ... для нюргатинской свиты. Характерными породами хютенской свиты являются темные до черных гл...нистые и алевритистые известняки с комплексом трилобитов и брахиопод амгинского надъяруса сре...него кембрия.

Наиболее полный разрез хютенской свиты, принятый в качестве стратотипического, изуч... Б.А.Далматовым по правому борту р.Забита в 1500 м от устья р.Саган-Гол вниз по течению. Слага...щие его известняки (142 м) отличаются монотонностью. Они темно-серые до черных, глинистые, сре...дне- и тонкоплитчатые, слоистые, с отдельными маломощными (0,7 м) прослоями светлых органоге...ных известняков с фрагментами трилобитов и брахиопод. В темных известняках на разных стратигра...фических уровнях собраны ископаемые организмы, представленные в нижней части разреза свиты трилобитами Peronopsis sp., Dawsonia sp., Pagetides sp., Pagetia sp., Kootenia sp., Ogygopsis aff sibirica, Chilometopus sp., Amgaspis sp., Amgaspidella aff. limbata, Am. cf. limbata, Am. elongata, Olenoides sp., Oryctocephalus (?) sp., Cheiruroides sp., Chondragraulos minussensis, Ch. granulatus, Ch zabiticus, Ch. araiata, Proasuphiscus sp., Ptychoparia (?) sp., Prohedinella sp., Perbiensis, Gaphuraspis sp Elrathia (?) sp., Erbia sibirica, E. mirabilis; брахиоподами Acrotira sp., Acrotella sp., Obolella sp., Paterina sp., Kutorgina cingulata, K. cingulatoformis, Nisusia sp.; в верхней части - трилобитами Ogygopsis aff sibirica, Olenoides aff. optimus, O. sp., Oryctocara (?) sp., Tonkinella sp., Chondragraulos fraudulensis, Ch zabiticus, Pseudanomocarina cf. plana, P. aojformis, P. sp., Prohedinella cf. erbiensis, P. aff. bateniensis Elatolimbus aff. arcadii, E. sp.; брахиоподами Acrothira sp., Paterina sp., Nisusia pospelovi.

В парастратотипических разрезах по р.Забиту дополнительно собраны трилобиты Corynexochus cf. tersus, Chilometopus sp., Kooteniella sp., Chondranomocare sp., Kounamkites altaicus Dolichometopus cf.dilectus, Chondranomocare mischii, Olenoides aff. optimus, Solenopleura aff. recta Elatolimbus curatus sp. nov., Pagetiellus aff.ultimus, Kootenia aff.sibirica, Amgaspis aff. medius, много брахиопод, водорослей, спикул губок.

Хютенская свита литологически самое выдержанное стратиграфическое подразделение боксонской серии. К востоку от стратотипической местности палеонтологически охарактеризованные аналоги хютенской свиты установлены в бассейнах Хужиртай-Гола, Улзыты, Урика. В разрезе по р.Хужиртай-Голу выявлены трилобиты Chilometopus aff. consuentus, Ch. aff. artus, Kooteniella slatkowskii, Pseudanomocarina nozzida, Ps. tabanica Repina formalata Bognibova, Cheiruroides sp. По р. Ульзыте собраны трилобиты Neopagetina porecta, N. aff. venusta.

Б.А.Далматов считает, что комплексы трилобитов хютенской свиты отличаются своеобразием не позволяющим отождествлять в полной мере горизонты амгинского надъяруса, выделенные в других районах Саяно-Алтайской области, с хютенскими. Причины этого своеобразия не выяснены.

Боксонская серия Хайт-Тиссинского междуречья

В северной части Окинского плоскогорья палеонтологически охарактеризованные вендкембрийские карбонатные отложения, картируемые как боксонская серия, фациально и литологически заметно отличаются от классического разреза Боксон-Сархойского междуречья. До 1976 г., до массовых находок кембрийской фауны (Бутов, Далматов, 1977; Бутов и др., 1979), эти отложения рассматривались в составе монгошинской серии верхнего протерозоя (Додин и др., 1968). Их наиболее полный разрез описан Ю.П.Бутовым в районе излучины р.Хайт и ниже по ее течению. Бывшая монгошинская серия здесь расчленена на литостратиграфические подразделения свободного пользования (пачки, толща). Снизу вверх описаны: l) пачка черных известняков (700 м); 2) толща белых доломитов (2100 м); 3) пачка пятнистых доломитовых известняков и известковых доломитов (600 м); 4) археоциатовая известняково-доломитовая пачка (150 м); 5) археоциатовая известняковая пачка (450 м); 6) сланцевоизвестняковая пачка (500 м); 7) темно-сланцевая пачка (350 м). Суммарная мощность разреза - 4850 м. Самая верхняя, темно-сланцевая пачка контактирует с мощной монотонной толщей филлитовидных сланцев, при среднемасштабной геологической съемке отнесенных к окинской свите.

В пачке 4 Ю.И.Воронин (ПИН АН СССР) определил археоциаты Aldanocyathus amplus (Vologd.), A cf. tkatschenkoi (Vologd.), A. ottychtschensis (Vologd.), Rotundocyathus khenitschinensis (Vologd.), R. proschurjakovi (Vologd.), Loptosocyathus sp., Paranacyathus ex gr. tuberculatus (Vologd.). По мнению Ю.И.Воронина, комплекс археоциат позволяет датировать вмещающие породы камешковским горизонтом (возможно, низы санаштыкгольского).

В лежащей выше пачке 5 установлены археоциаты Jnessocyathus sp., Jrinaecyathus ex gr. grandiperforatus (Vologd.), Ascocyathus sp. nov., Rotundocyathus ex gr. salebrosus (Vologd.), Sibirecyathus sp., Aldanocyathidae gen.nov., Leptosocyathus sp., Gordonifungia sp., Tumulofungia sp., что, по мнению Ю.И.Воронина, доказывает принадлежность вмещающих пород к санаштыкгольскому горизонту. Последнее подтверждается определениями (Б.А.Далматов, Бурятгеология) трилобитов Erbiella (?) sp., Redlichiidae gen. et sp. indet., Raracephalus prinus Rep., Hebediscus sp., Onchocephalina sp. и брахиопод Nisusia sp., Kutorgina lenaica Lerm.

Литостратиграфические подразделения (пачки, толща), выделенные в бассейне р.Хайт, представляют собой естественные парагенетические комплексы пород и легко обособляются друг от друга, хорошо картируясь по простиранию. Многочисленные замеры слоистости дают устойчивые восточные падения. Единичные элементы залегания с иной ориентировкой приурочены к узким зонам смятия и разрывов. Общая моноклинальная структура подтверждается сменой комплексов органических остатков от более древних к более молодым в восточном направлении. Достоверные взаимоотношения установлены только между археоциатовой известняковой и сланцево-известняковой пачками. Во всех остальных случаях отсутствие сплошных обнажений обуславливает определенную условность вывода о непрерывности разреза и отсутствии искажений стратиграфической последовательности.

Имеющиеся биостратиграфические материалы страдают серьезными пробелами. Редкие находки микрофитолитов **в пачке черных известняков и толще белых доломитов** в дальнейшем вряд ли удастся значительно дополнить из-за неблагоприятного фациального облика и заметного метаморфизма этой части разреза. **Пачка пятнистых доломитовых известняков** сложена, в сущности, почти исключительно органогенными породами при ведущей роли кембрийских водорослей. Отрицательным фактором для сохранения органических остатков является широкое развитие карбонатного метасоматоза. Обильные сборы фауны и водорослей **в археоциатовых пачках** позволяют надежно обосновать наличие алданского и ленского надъярусов нижнего кембрия, но совершенно недостаточны для выделения биостратиграфических горизонтов и границ. Фитогенные структуры, в изобилии встречающиеся **в сланцево - известняковой пачке** (описаны Г.А.Воронцовой), относятся к малоизученной группе органических остатков и в настоящее время для детального расчленения не пригодны. Относительная глубоководность фаций ограничивает перспективы обнаружения фаунистических остатков. **В темносланцевой пачке** найдены бесспорные, хотя и неопределимые остатки трилобитов и брахиопод, что пока не позволяет уточнить палеозойский возраст вмещающих пород.

Сходство венд-кембрийских карбонатных отложений р.Хайт с боксонской серией Боксон-Сархойского междуречья проявляется в существенной роли доломитов в нижней части разреза при широком распространении известняков в верхней. Но сходство является только принципиальным. Доломиты по р.Хайт слагают всего около 40% мощности карбонатных образований, а на Боксон-Сархойском междуречье их доля превышает 60%. Грубообломочные породы (конгломераты и брекчии различного состава), весьма часто встречающиеся среди пород боксонской серии Боксон-Сархойского междуречья, по р.Хайт не отмечены. Имеются отличия и в облике пород, близких по составу. Доломиты на Боксон-Сархойском междуречье часто насыщены микрофитолитами и строматолитами, нередко сильно окремнены. По р.Хайт доломиты монотонно однородные. Расчленение карбонатных и терригенно-сланцевых отложений р.Хайт на свиты пока **преждевременно**. Необходимы дополнительные геологические и биостратиграфические материалы.

Южнее р.Хайт, в бассейне верхнего течения р.Бол.Белой, доломиты выходят на дневную поверхность только на нескольких крошечных участках. Темно-серые до черных известняки слагают, наоборот, обширные поля. Примерно в середине разреза установлены археоциаты Archaeolynthus sp., Dokidocyathus sp., Aldanocyathus sp., Tumulocyathus sp., Coscinocyathus ex gr. rojkovi Vologd. Ю.И.Воронин указывает, что "сохранность археоциат плохая, тем не менее можно утверждать, что возраст археоциатового комплекса не моложе раннекамешковского". Более высокое стратиграфическое положение занимает горизонт с археоциатами Archaeolynthus sibiricum (Toll), A. ex gr. ottychta schensis (Vologd.), Robustocyathus cf. tomicus (Vologd.), Robustocyathus? directus (Vologd.), R. sp. nov., Ajacicyathus ex gr. shoricus (Voron.), Leptosocyathus altaicus (Ros.) Thalamocyathus ex gr. rojkovi (Vologd.), Cosc. cf. dianthus Borun. Ю.И.Воронин считает, что "данный археоциатовый комплекс, несомненно, характеризует камешковский горизонт". Наличие биостратиграфического маркера - горизонта с остатками археоциат, трилобитов и брахиопод - позволяет провести достаточно уверенные сопоставления с разрезом р.Хайт (рис. 8). Необходимо отметить, что большая часть палеонтологической коллекции, собранная нами по рекам Хайт и Бол.Белой, до сих пор не изучена. В дальнейшем необходимо

обратить особое внимание на местонахождения органических остатков на р. Хайт, которые по оби и разнообразию являются уникальными для всей юго-восточной части Восточного Саяна.

В окрестностях пос. Орлик карбонатные породы слагают обширные поля. Их литология сра нительно однообразна: светло-серые и серые, часто слоистые известняки. Отмечаются линзовидн тела пятнистых (брекчиевидных) известняков, кварц-серицитовых сланцев, в отдельных горизонта сингенетичные выделения кремней. Расшифровка геологического разреза сталкивается со значител ными препятствиями (монотонность состава, отсутствие маркирующих горизонтов, затруднения с о ределениями кровли - подошвы слоев и т.д.). По схематическим разрезам мощность известняково толщи достигает 3 км, но к этой цифре следует относиться критически. В верхней части известняков толщи на двух участках Б.А.Далматовым обнаружена фауна археоциат. На левобережье р. Диби, в 1 км от ее устья (и в 7 км южнее пос. Орлик), в темно-серых пятнистых известняках собра Robustocyathus ex gr. salebrosus (Vologd.), R. sp., Ajacicyathus cf. speranskii (Vologd.), Ethmophylli gen. et sp. indet. В 10 км к северо-западу от пос. Орлик, на правобережье Оки, найдены археоциа Coscinocyathidae gen. indet. По мнению М.М.Язмира, названные формы характерны для верхов алд ского - низов ленского надъярусов нижнего кембрия.

Находки нижнекембрийской фауны в северной части Окинского плоскогорья имеют принци альное значение для обоснования латеральных взаимопереходов существенно доломитовых мас вов и ритмично слоистых известняковых толщ первой половины кембрия.

Резкое увеличение объема биостратиграфических материалов вскрыло условность выделен свит боксонской серии только на основе литологических критериев, латерально якобы выдержива щихся на больших площадях. Оказалось, что карбонатная толща боксонской серии представляет с бой сложное сочетание комплексов пород различной фациальной природы, размеров и очертан Например, фациальный облик хужиртайской свиты в стратотипической местности определяется м гочисленными невысокими водорослево-археоциатовыми куполами, характерными для окраины кр ной морской банки. Подобная фация в пределах Окинского плоскогорья больше нигде не извест Отложения, синхронные стратотипу хужиртайской свиты, на других участках представлены осадка или приливно-отливной зоны с широким развитием строматолитовых пород и доломитового метасо тоза (р. Забит), или различных частей подводного склона крупной морской банки (реки Хай Бол.Белая). Комплексы пород приливно-отливной зоны, которые считались характерными для таб зуртинской свиты (по наблюдениям на Боксонском месторождении бокситов), в разрезе боксонс серии появляются неоднократно, не имея определенного стратиграфического положения. Картиро ние однотипных парагенетических ассоциаций пород, очевидно, следует рассматривать как одну операций формационного анализа, которая приводит к стратиграфическому расчленению лишь в со купности с биостратиграфическими исследованиями.

Объем боксонской серии в пределах южной и северной полос ее выходов, по-видимому, одинаков. В южной полосе разрез серии более полный, до амгинского надъяруса среднего кемб включительно. Рассматривавшиеся в составе хютенской свиты тонко переслаивающиеся алеврит тые известняки и известковые алевролиты, предположительно датировавшиеся майским ярусом сре него кембрия (Бутов и др., 1979), при последующих исследованиях были отнесены к более молод отложениям дабанжалгинской толщи, в виде тектонической чешуи надвинутым на породы боксонс серии.

В северной полосе самые верхние горизонты карбонатной толщи датируются (р. Хайт, окре ности пос. Орлик) ленским надъярусом нижнего кембрия, т.е. из состава боксонской серии здесь вы дает хютенская и, вероятно, какая-то часть нюргатинской свиты. Вполне возможно, их возрастн аналогом является толща переслаивающихся известняков и сланцев, описанная по р. Хайт (Бутов др., 1979). Без дополнительных биостратиграфических данных вопрос о верхней границе боксонс серии здесь остается открытым.

2.I.4.2. Мангатгольская свита

Карбонатные образования боксонской серии на ряде участков Боксон-Сархойского междуреч перекрываются темноцветными сланцево-терригенными отложениями мангатгольской свиты. После няя выделена в 1956 г. Ф.К.Волколаковым, Н.С.Ильиной и А.Л.Самбургом. Стратотипической местно тью является междуречье Мангат-Гола и Хужиртай-Гола (истоки р.Хойто-Боксон). В качестве опорно (стратотипического) был описан разрез по левому борту долины Хужиртай-Гола, где в первонача ный объем свиты входили три различных литологических комплекса пород (снизу вверх): темноцве ный песчаниково-сланцевый (1000-1250 м), карбонатный (около 300 м) и красноцветно-сланцев (более 200 м). В дальнейшем красноцветные образования были исключены из состава мангатгольск свиты и стали рассматриваться как самостоятельная яматинская свита. В нижней половине разре свиты в мелких линзах(?) доломитов установлены срезы трилобитов, водоросли, спикулы губок, хиол ты, радиолярии плохой сохранности.

Нижний контакт мангатгольской свиты в стратотипической местности повсеместно тектонический (Геология и метаморфизм..., 1988). Выбор стратотипа нижнего стратиграфического контакта мангатгольской свиты в настоящее время ограничен пределами излучины Забита. Здесь в нескольких точках стратотипической местности хютенской свиты известняки с трилобитами верхов амгинского надъяруса (зона Pseudanomocarina) согласно перекрыты пачкой (50 м) алевросланцев и карбонатных песчаников, внешне сходных с породами самых нижних горизонтов мангатгольской свиты в стратотипическом разрезе. В маломощных линзовидных прослоях окремненных пород обнаружены неопределимые фрагменты трилобитов. По своему положению в разрезе упомянутая терригенная пачка соответствует низам мангатгольской свиты (низам майского яруса?), что, впрочем, нуждается в подтверждении дополнительными сборами ископаемых организмов более удовлетворительной сохранности. Таким образом, вопрос о стратотипе нижнего стратиграфического контакта мангатгольской свиты окончательно пока не решен. Верхняя стратиграфическая граница мангатгольской свиты нигде не известна.

При геологическом картировании мангатгольская свита выделяется по литологическим признакам как мощная (более 1 км) толща чередования темноокрашенных сланцев и граувакковых песчаников с зачаточной ритмичностью флишоидного типа. Характерными (диагностирующими) породами, на Окинском плоскогорье известными только в мангатгольской свите, являются кровельные сланцы, отнесенные Ф.К.Волколаковым к полезным ископаемым, и гравелиты (и гравийные песчаники) с многочисленными остроугольными обломками черных сливных кремней и карбонатных пород. По наличию этих характерных пород мангатгольская свита достаточно уверенно выделяется в бассейнах Диби, Забита, Сархоя. Мелкие тела известняков, реже доломитов в разрезе мангатгольской свиты располагаются кулисообразно (хотя, возможно, и тяготеют к определенным стратиграфическим интервалам). Интерпретация формационной сущности карбонатной пачки мангатгольской свиты дискуссионна. По нашему мнению, она представляет собой части разреза, насыщенные олистолитами пород боксонской серии.

В западном направлении сохраняется стратотипический облик свиты. К югу (верхнее течение Диби) терригенность разреза заметно увеличивается, отмечаются многочисленные поверхности местных размывов, косая слоистость.

Восточнее стратотипической местности (бассейн р.Улзыты) и севернее (междуречье Тиссы-Бол.Белой) диагностирующие породы мангатгольской свиты не описывались и из-за полного отсутствия конкретных критериев мангатгольская свита здесь выделяется совершенно условно.

На левобережье Яматы в известняках из верхней части мангатгольской свиты установлены водоросли Amonalophycus (Stromatocerium) (Seely), по мнению К.Б.Корде, представленные новыми видами. Описанные в литературе представители Amonalophycus распространены в отложениях верхнего кембрия-ордовика. В бассейне Балюты (правый приток Сархоя) в маломощных линзах черных известняков, по данным М.М.Язмира, содержатся водоросли Epiphyton sp., Renalcis sp., Tubophillum sp. Возраст мангатгольской свиты определяется предположительно как майский ярус среднего кембрия - ордовик.

2.I.4.3. Окинская серия

Стратиграфические соотношения мангатгольской свиты с перекрывающими ее отложениями не *известны и нет надежд на решение этого вопроса прямыми геологическими наблюдениями, так как* соответствующий фрагмент стратиграфического разреза, по-видимому, нигде не сохранился.

Длительная история изучения отложений окинской серии рассмотрена в "Геологии и метаморфизме..." (1988). Современные представления по ее расчленению заложены при крупномасштабной геологической съемке восточной части Окинского плоскогорья, в процессе которой окинская серия была расчленена на три резко различающихся по литологии толщи (Катюха, Рогачев, 1983; Рощектаев и др., 1983). Наиболее широким распространением пользуются выходы отложений флишоидной толщи. Стратиграфическое положение, объемы, формационная сущность, а, следовательно, и названия двух других толщ дискуссионны. По представлениям Н.Л.Добрецова (1985), разрез окинской серии венчается олистостромовой толщей. Ю.П.Катюха, А.М.Рогачев (1983) придерживаются прямо противоположного мнения. При этом Ю.П.Катюха и А.М.Рогачев помещают в середину стратиграфически непрерывного разреза окинской серии эффузивно-осадочную толщу, значительную часть отложений которой Е.В.Скляров и А.А.Постников рассматривают в составе аллохтонной хазалхинской свиты рифея.

Флишоидная толща как стратиграфическое подразделение впервые была использована Ю.П.Катюхой и А.М.Рогачевым (1983). Ее наиболее значительные выходы находятся севернее долины р.Тустук, в виде полосы протягиваясь в северо-западном направлении через приустьевые части рек Диби, Балакты, Тиссы (рис. 6). Состав толщи устойчив и сравнительно однообразен: кварц-хлорит-серицитовые и т.п. сланцы, тонко-, среднезернистые полимиктовые песчаники с прослоями и линзами грубых разностей, эпизодически - мелкие линзы мелкогалечных конгломератов. Ограничения слоев

обычно неотчетливые, переходы между породами, как правило, постепенные. Характерны массивные текстуры и лишь в отдельных горизонтах отмечается тонкая горизонтальная слоистость.

Самый представительный разрез флишоидной толщи находится на р.Даялык, правом притоке р.Тустук. По данным автора, залегание пород здесь моноклинальное с падением на ЮВ-Ю-155-1.. град под углом от 60 до 75 град. Структура условно (ввиду отсутствия наблюдений по кровле и подошве слоев) трактуется как опрокинутая моноклиналь (согласно принятой стратиграфической последовательности толщ окинской серии). Описание разреза флишоидной толщи дается начиная с 7 км от устья р.Даялык на левом борту его долины и далее вверх по течению (снизу вверх стратиграфически?).

I) песчаники светло-серые среднезернистые, местами рассланцованные до филлонитов (филлитовых милонитов). Неполная мощность- 150 м.

Пропуск в обнажении - 80 м.

2) сланцы кварц-хлорит-серицитовые (филлониты) серые, в основании пачки - темно-серые (2 м), с прослоями серых среднезернистых песчаников - 150 м.

Пропуск в обнажении - 20 м.

3) песчаники светло-серые среднезернистые с нечеткими слойками, линзочками сланцев - 60 м.

4) сланцы кварц-хлорит-серицитовые серые, сильно перемятые - 20 м.

5) песчаники, подчиненно сланцы от светло-до темно-серых. Обнажения редки, каменный материал представлен в основном щебнем. Ориентировочная мощность, рассчитанная графически - 55.. м.

Пропуск в обнажении - 70 м.

6) сланцы кварц-хлорит-серицитовые серые - 75 м.

Пропуск в обнажении - 230 м.

7) сланцы кварц-хлорит-серицитовые от светло- до темносерых, иногда слагают крупные угловатые глыбы, свидетельствующие об отсутствии четко выраженной стратификации. В шлифах выглядят как типичные филлониты по среднезернистым полимиктовым песчаникам - 300 м.

Пропуск в обнажении - 240 м.

8) песчаники серые, светло-серые, среднезернистые, массивные, отчетливо плитчатые, иногда с еле заметной тонкой (0,2-2 см) горизонтальной линзовидно-неправильной слоистостью - 140 м.

9) сланцы углисто-кварц-хлорит-серицитовые темно-серые, переходящие в серые алевросланцы - 60 м.

Пропуск в обнажении - 100 м.

10) песчаники серые, светло-серые, среднезернистые, массивные, изредка с тонкими (первые сантиметры) прослоями мелкозернистых песчаников - 350 м.

Пропуск в обнажении (линия разреза переходит на правый борт долины р.Даялык) - 40 м.

11) песчаники серые, среднезернистые(с постепенным уменьшением размерности зерен вверх по разрезу) - 180 м.

12) частое чередование кварц-хлорит-серицитовых сланцев (филлонитов) от темно- до светло-серых и песчаников светло-серых, средне-, мелкозернистых, массивных - 220 м.

Выше по течению р.Даялык (выше? по разрезу) обнаженность окинской серии заметно ухудшается. В ее составе здесь резко преобладают сланцы (филлониты). На правом берегу р.Даялык, в 1,7 км ниже слияния речек Барун- и Зун-Сала, и на левобережье р.Зун-Сала отмечаются линзы карбонатных конгломератов и маломощные прослои белых известняков, в которых установлены мшанки, водоросли и многочисленные неопределимые остатки колониальных животных.

Ориентировочная (вычисленная графически) мощность описанной части флишоидной толщи при моноклинальном залегании - более 3000 м. Ю.П.Катюха, предполагая интенсивную изоклинальную складчатость, считает, что мощность приведенного разреза не превышает 1400-1800 м. На наш взгляд, достоверная расшифровка характера складчатости флишоидной толщи пока невозможна, т.к. некоторая пестрота облика толщи связана в основном с динамометаморфизмом. Сланцы стратотипического разреза, составляющие около 25% объема толщи, почти во всех шлифах представлены явными филлонитами по песчаникам. Таким образом, эталоном флишоидной толщи окинской серии является мощная (не менее 1 км) монотонная слабо стратифицированная толща песчаников, пересеченная многочисленными зонами филлонитизации.

Ю.П.Катюха и А.М.Рогачев (1983), опираясь также на геологический разрез по р.Даялык, развивают представления о ритмично-цикличном строении флишоидной толщи окинской серии. При этом сланцы, рассматриваемые нами как филлониты, интерпретируются в качестве тонкообломочных стратифицированных элементов ритмов и циклов.

Олистостромовая толща, по объему соответствующая некоторым фрагментам пестроцветной вулканогенно-осадочной и на отдельных участках эффузивно-осадочной толщ Ю.П.Катюхи, А.М.Рогачева (1983), обрамляет поля развития отложений окинской серии. Автором стратоподразделения является Н.Л.Добрецов (1985). В состав олистостромовой толщи входят разнообразные по ли-

тологии и окраске породы: песчаники, алевролиты, различные сланцы; прослои и линзы гравелитов, конгломератов, туффитов, туфопесчаников; тела доломитов, известняков, мергелей, пород офиолитовой ассоциации. Окраска пород зеленовато-серая, бурая, реже красная, фиолетовая, весьма невыдержанная по простиранию. В северной полосе выходов (от нижнего течения Тиссы до бассейна Хончена) олистостромовая толща в основном сероцветная, в южной (Улзыта-Тустукский водораздел и западнее) - пестроцветная.

Граница между олистостромовой и флишоидной толщами постепенная и проводится по появлению во флишоидном разрезе олистолитов, сложенных породами сархойской (?), боксонской серий, офиолитовой и островодужной ассоциаций. При слабой насыщенности разреза олистостромовыми телами, особенно при незначительных размерах и маломощности последних, граница между толщами становится в значительной мере условной. По мнению Е.В.Склярова, А.А.Постникова, олистостромовая толща пользуется значительно меньшим распространением, чем предполагал при ее выделении Н.Л.Добрецов.

Характер верхней границы олистостромовой толщи лишь на одном участке - на междуречье Диби-Тиссы близ их устья - не вызывает дискуссии. Здесь, в зоне Тисса-Шебеликского надвига, олистострома подстилает покров,сложенный карбонатными породами боксонской серии (V-$Є_2$). На других участках олистостромовая толща окинской серии контактирует с дабанжалгинской свитой, взаимоотношения с которой трактуются неоднозначно. В частности, Ю.П.Катюха, А.М.Рогачев предполагают, что контакт между олистостромовой толщей (называемой ими пестроцветной) и дабанжалгинской свитой нормальный, согласный, без видимого перерыва, причем дабанжалгинская свита занимает более низкое стратиграфическое положение. В качестве "бесспорного доказательства" последнего используется "факт преобладания углеродисто-кремнистых пород в обломочной составляющей пестроцветной толщи". Однако возможна другая интерпретация наблюдений. По нашему мнению, олистостромовая толща окинской серии и дабанжалгинская свита представляют собой составные части единого олистостромового комплекса, отличаясь между собой прежде всего матриксом (песчаниковым - в составе окинской серии и черносланцевым - в дабанжалгинской свите). В этом случае связывать обломки углеродисто-кремнистых пород в олистостромовой толще окинской серии с размывом дабанжалгинской свиты излишне, т.к. наличие этих пород в составе обоих стратоподразделений легко объяснимо общим источником (разрушением крупного активного тектонического покрова соответствующего состава). Принятая трактовка структуры оставляет место для дабанжалгинской свиты только в верхней части олистостромового комплекса.

Возрастной диапазон окинской серии - ордовик-низы(?) девона - намечается со значительной степенью условности. Большая часть разреза флишоидной толщи палеонтологически не охарактеризована. Примерно в средней части флишоидной толщи по р.Даялык Ю.П.Катюхой (Катюха, Рогачев, 1983) обнаружены граптолит Acanthograptus sp. и единичные хитинозои Conochitina sp., C. ex gr. elegans Eis., Tanuchitina, Cyathechitina sp., Eisonaohitina sp. силурийско-девонского облика. В верхах окинской серии находки органических остатков многочисленны, но принадлежность вмещающих их пород к флишоидной или олистостромовой толщам, к олистолитам или матриксу последней в подавляющем большинстве случаев дискуссионна. В образцах, собранных автором в верховьях р.Даялык, И.П.Морозова установила мшанку Ceramopora sp., известную с раннего ордовика до девона. К.Б.Корде определены водоросли Solenopora sp., Kamaena sp., Receptaculites sp., Seletonella. По ее мнению, намечающийся комплекс водорослевой флоры не древнее ордовика? - раннего силура, а, возможно, является еще более молодым (Бутов, 1980а). Этот вывод согласуется с находками Ю.П.Катюхи (1983), который в верхней половине разреза окинской серии выявил хитинозои Eisenachitina ex gr. bochemica (Eis), водоросли Renalcis devonicus Masl., граптолиты Dictyonema sp. indet и мшанки "фенопоровая фауна", распространенные в позднем силуре - раннем девоне.

В 1979 г. автор предложил расширить содержание окинской серии, рассматривая ее как охватывающую все **существенно терригенные** отложения геосинклинального типа, залегающие **стратиграфически выше** боксонской серии. В частности, в составе окинской серии целесообразно рассматривать терригенные отложения мангатгольской, дабанжалгинской и яматинской свит. Включение в состав окинской серии отложений дибинской свиты, на наш взгляд, способствует более глубокому пониманию ее формационной сущности.

Дибинская свита была выделена в 1956 г. Ф.К.Волколаковым, Н.С.Ильиной и А.Л.Самбургом. Стратотипическая местность - бассейн верхнего течения р.Диби, где находится основное поле развития пород дибинской свиты. Стратотипический разрез не указан. Состав свиты: кварц-серицитовые, реже углисто-глинисто-кремнистые сланцы, алевролиты с флишоидной стратификацией, песчаники, линзы и блоки (олистоплаки?) карбонатных пород. Мощность более 1000 м. Интенсивная разрывная тектоника затрудняет расшифровку внутреннего строения дибинской свиты. Попытки ее расчленения на подсвиты дискуссионны. По Ю.Ф.Ефремову (1968 г.), нижняя подсвита характеризуется преобладанием песчаников, верхняя - сланцев. В.П.Арсентьев (1976 г.) представляет дибинские подсвиты в виде ритмопачек, сходных по литологии. Прямые соотношения дибинской свиты с подстилающими

породами не наблюдались. Верхний контакт проблематичен. Ю.Ф.Ефремов и В.П.Арсентьев указал несколько точек, в которых, по их наблюдениям, дибинская свита перекрыта с резким угловым и стра тиграфическим несогласиями пестроцветными терригенными отложениями. А.А.Постников доказыва ет, что на левобережье верхнего течения р.Диби контакт с пестроцветами стратиграфически соглас ный. По мнению Ю.П.Бутова, на отдельных участках имеются также латеральные взаимопереходы Но самое главное - не ясно, в состав какого стратоподразделения входят эти пестроцветные отложе ния. Традиционно они картировались как сархойская свита (серия), однако после находок в них палео зойских органических остатков (Бутов, Морозова, 1982) возникла необходимость выделить иное стра топодразделение. На нынешней стадии исследований наиболее подходит яматинская свита.

Характерной особенностью дибинской свиты верховьев р.Диби является наличие мощных па чек с хорошо выраженной тонкой (от микро - до 2-3-4 см) правильной слоистостью, а также разрозне ных крупных (до 700x200 м) тел карбонатных пород. Разобщенность выходов последних истолковы валась как результат интенсивной блоковой тектоники, но бросается в глаза, что имеющихся карбо натных тел явно недостаточно для реконструкции непрерывного горизонта карбонатных пород. По видимому, и до проявления блоковой тектоники большинство карбонатных тел были разобщенными Кроме условий залегания, о возможной олистостромовой природе карбонатных тел в дибинской свите свидетельствуют водоросли Epiphyton sp. и Slabellina sp. (определения К.Б.Корде), датирующие вме щающие породы нижним кембрием, т.е. уровнем боксонской серии.

Материалы по датировке дибинской свиты скудны. В верховьях р.Шибит автор обнаружил в сланцах кубковидные образования, которые, по мнению И.П.Морозовой и К.Б.Корде, являются пере ристаллизованными неопределимыми остатками палеозойских организмов. В пробах, отобранных на левобережье Шибита, Л.Н.Неберикутина (Воронежский университет) установила акритархи Dictyotidium sp., Discina skabrosa Tsch., D. sp., Leiosphaeridia sp., Micrhystridium sp., Multiplicisphaeridium orustatum (Dow.), а также споры Acanthotriletes sp., Brochotriletes sp., Dictyotriletes peculiaris Tsch., D. paulutus Tsch., D. sp., Emphanisporites sp., Hymenozonotriletes sp., Leiotriletes microrugosus (Ibr.) Naum., L. minutissimus Naum., L. sp., Lophotriletes entis Tsch., L. rugosus Naum., Stenozonotriletes simplex Naum Trachytriletes sp. По мнению Л.Н.Неберикутиной, указанный комплекс микрофоссилий датирует вме щающие отложения как ордовик - нижний девон.

Л. Н. Неберикутина, анализируя результаты палинологического изучения коллекций автора с различных участков, пришла к выводу, что состав микрофоссилий из отложений дибинской свиты стра тотипической местности, яматинской свиты левобережья верховьев р.Диби (с мшанками) и окрестнос тей Ухагольского месторождения аналогичен. В какой-то мере материалы палинологических исследо ваний можно считать подтверждением корректности предлагаемого расширения состава окинской се рии.

2.I.4.4. Дабанжалгинская свита

Является наиболее дискуссионным стратоподразделением, выделяемом на Окинском плоско горье. Впервые название "дабанжалгинская свита" использовал В.Ф.Белоголовов в 1971 г. для отло жений, развитых в бассейне рч.Дабан-Жалги, правого притока р.Сахюрты, впадающей справа в р.Забит. Ранее (1956 г.) эти отложения рассматривались в составе нижней подсвиты окинской свиты Ф.К.Волколакова, Н.С.Ильиной и А.Л.Самбурга (пачка известняков и кремней). В стратиграфической номенклатуре дабанжалгинская свита закреплена Ю.П.Катюхой и А.М.Рогачевым (1983). Ими при кру пномасштабной геологической съемке восточной части Окинского плоскогорья в ее составе были объединены карбонатные породы верхней части монгошинской свиты и горизонты кремней нижней окинской подсвиты. Наименование дано на основании сопоставления с литологически сходной дабан жалгинской свитой В.Ф.Белоголовова и одновременно по местоположению эталонного разреза в вер ховьях р.Дабан-Жалги (левого притока р.Тустук), т.е. по существу был выделен новый стратон. Тустук ский стратотип дабанжалгинской свиты, по мнению Б.А.Далматова и А.В.Филимонова, детально изу чившим его (Геология и метаморфизм..., 1988), представляет собой крупную аллохтонную расчешуен ную тектоническую пластину толщиной до 200-300 м, сложенную карбонатно-кремнистой пачкой в ниж ней и карбонатной пачкой - в верхней части пластины. Последняя находится либо внутри единой тер ригенной олистостромовой толщи (мангатгольская свита + нижнеокинская толща Ю.П.Катюхи и А.М.Рогачева), либо является останцом самостоятельного покрова, перекрытым несколько более поз дней олистостромой.

По данным автора, объем дабанжалгинской свиты в забитском (В.Ф.Белоголовов) стратотипе значительно больше и соответствует олистостромовой толще в целом. Использование термина "дабанжалгинская свита" именно в этом объеме дает более точное представление о верхней части

геосинклинального разреза Окинского плоскогорья, а также отвечает правилу исторического приоритета.

Состав и строение дабанжалгинской свиты изучены недостаточно. Во многом это связано со слабой обнаженностью площадей развития отложений дабанжалгинской свиты, в том числе в стратотипических местностях. В бассейне р.Забит дабанжалгинская свита трассируется в виде полосы шириной 0,6-1,2 км от истоков рч.Дабан-Жалги до нижнего течения р. Яматы (около 10 км). В пределах этой полосы различные, преимущественно темноцветные сланцы, преобладающие в составе свиты, обнажений, как правило, не образуют, хотя мощность рыхлых отложений часто не превышает первых десятков сантиметров. Редкие разрозненные изометричные выходы и гривки сложены исключительно карбонатными породами и силицитами. Характерна резкая изменчивость облика карбонатных пород, часто несхожих даже в соседних по простиранию обнажениях. Исключение представляет только один горизонт - сильно окремнелых доломитов на контакте с яматинской свитой, который прослеживается на значительных расстояниях. Взаимоотношения тел карбонатных и кремнистых пород, частично вскрытых в обнажениях, с вмещающими сланцами не наблюдались, поэтому доказательства олистостромовой природы отложений пока только палеонтологические. В сборах автора из карбонатных пород К.Б.Корде определила водоросли Hedstrormia Rothplets, которые описаны из ордовика, силура и нижнего карбона, а также Solenopora sp., встреченных с большим количеством обломков ребристых конических раковинок Tentaculites sp. (силур-девон). В других телах известняков из этой же пачки установлены обрывки водорослей Epiphyton evolutum Korde, Epiphyton sp., Kordephyton sp., Proaulopora sp., распространенных в нижнем кембрии. В известняках, залегающих почти на контакте с зеленосланцевой окинской серией, установлены многочисленные радиально-лучистые образоввания, по мнению К.Б.Корде, являющиеся кембрийскими водорослями? Kordephyton. Позднее, в 1982 г., близ всех этих точек в различных по внешнему облику известняках автор обнаружил обильные остатки разнообразной фауны. Б.А.Далматовым определены трилобиты Onchocephalina aff. arguta Rep., Soloncella cf. sulcata Rep., Pagetina (?) sp. и другие, широко распространенные в нижнем кембрии. Часть образцов содержит трилобиты Oryctocephalus reynoldsiformis Lerm., Chondraulos cf. flerovae Lerm., Gorskia cf. glabra Polet., Pagetia cf. hovrida Lerm., Elrathina sp.; Corynexochus sp., Neopagetina sp., Oryctocara (?) sp., Elatolimba? sp.; характерные для среднего и среднего-верхнего кембрия. Таким образом, в бассейне р.Забит в контуре выходов отложений дабанжалгинской свиты находятся тела карбонатных пород с несколькими совершенно различными комплексами органических остатков, в том числе бесспорные аналоги отдельных фрагментов разреза боксонской серии. Некоторые исследователи, оспаривающие олистостромовую природу дабанжалгинской свиты (Ю.П.Катюха и др.), объясняют появление глыб с нижне-, средне-, верхнекембрийской биотой приносом кайнозойским ледником. Полностью эту возможность отвергать нельзя, хотя по полевым наблюдениям автора она является маловероятной.

В районе тустукской Дабан-Жалги органические остатки в дабанжалгинской свите выявлены в основном химическим препарированием и их набор иной: Agetocystis sp. ордовикского облика, граптолит Poligonograptoides sp., хитинозои Conochitina sp., Desmochitina sp., Rhabdochitina sp., Eisenachitina sp., Leiosphaera sp., Lagenochitina aff. deunffi Paris ордовик-силурийского облика (Катюха, Рогачев, 1983). Широкий интервал возраста (ордовик-силур) вмещающих кремнисто-карбонатных пород сузить пока невозможно. Более того, при геологическом картировании Ока-Урикского междуречья на некоторых участках развития пород дабанжалгинской свиты выявлены хитинозои верхнесилурийского - нижнедевонского облика и фораминиферы Farathurammina sp., распространенные в верхнем силуре - нижнем карбоне (Катюха, Рогачев, 1983).

Принимая олистостромовую природу дабанжалгинской свиты, необходимо учитывать рациональное зерно в представлениях Ю.П.Катюхи, А.М.Рогачева (1983), объективно отражающих наличие существенно карбонатной толщи моложе среднего кембрия. Обширные выходы последней упомянутыми исследователями откартированы по рекам Бол.Белая, Хончен, Урик. Отдельные тектонические пластины карбонатных образований с ордовик-силурийской биотой имеются на Ухагольском и, возможно, Харанурском фосфоритовых месторождениях (Бутов, 1985). Для ордовик-силурийской карбонатной толщи нужно подобрать стратотип, исключающий гомонимию (тождественность названий) с олистостромовыми образованиями. Подходящие участки имеются в бассейне р.Хончен и восточнее на правобережье р.Урик. Временно нами используются названия ухагольская (харанурская) толща, предложенные автором для ордовик-силурийских карбонатных фрагментов геологического разреза соответствующих месторождений фосфоритов. Венд-кембрийские карбонатные отложения, также участвующие в строении этих месторождений, должны рассматриваться в составе боксонской серии. По нашим представлениям (Бутов, 1985, 1986), ухагольская (харанурская) толща слагает разрозненные крупные тела, вмещаемые отложениями окинской серии.

Проблема объема дабанжалгинской свиты (олистостромы) включает вопрос о положении в стратиграфическом разрезе и сущности яматинской свиты. Автор последней Н.С.Ильина (1958) представляла ее как красноцветную существенно терригенную толщу, венчающую разрез нижнего палеозоя. Отложения, включенные в состав яматинской свиты, до этого рассматривались как верхняя часть ман-

гатгольской свиты. После работ (1964 г.) Л.С.Волкова к яматинской свите стали относить также крас цветные отложения верховьев р.Хара-Тологоя и правобережья р.Забит, считавшиеся ранее (1956 типичными для нижней подсвиты окинской свиты Ф.К.Волколакова, Н.С.Ильиной и А.Л.Самбурга. Св та названа по р.Ямате, правому притоку р.Забит. Стратотипический разрез не указан. Стратиграфичес кие взаимоотношения яматинской свиты с другими стратоподразделениями в обнажениях не набл дались. Стратиграфическое несогласие с подстилающими отложениями аргументировалось толь замерами элементов стратификации. Отложения яматинской свиты в виде узкой прерывистой полос были откартированы от устья р.Яматы до Боксонского бокситового месторождения.

В последние годы в бассейне р.Забит нижний контакт яматинской свиты был вскрыт нескол кими канавами. Судя по предварительным данным, характер контакта явно тектонический.

Наиболее представительны выходы пород яматинской свиты на правобережье р. Заби Здесь в ее составе выделяются две пачки (снизу вверх): вулканогенно-конгломерато-песчаниковая 200 м) и сланцевая (около 250 м). Для терригенных пород характерны лиловые окраски (среди сланц много серовато-зеленых разновидностей), плохая окатанность и сортировка слагающих их обломко По внешнему облику породы яматинской свиты и сархойской серии очень схожи, на что впервые обр тил внимание В.П.Арсентьев. В сланцевой пачке встречаются различных размеров тела (длиной нескольких десятков метров при мощности 5-20 м) известняков, известковых доломитов, черных кре мневых брекчий взмучивания, сходных с развитыми в дабанжалгинской свите. В некоторых телах ка бонатных пород К.Б.Корде установлены обрывки нижнекембрийских водорослей Epiphyton sp Epiphyton evolutum Korde, Proaulopora sp,; спикулы и многочисленные сечения губок, близких к описа ным в нижнем кембрии Канады.

По простиранию (бассейн р.Диби) породы яматинской свиты трассируются в виде изолирова ных выходов в пределах участков развития отложений дабанжалгинской свиты.

Материалы по яматинской свите пока недостаточны для однозначной интерпретации. Не ис лючено, что на некоторых участках яматинская свита представляет собой не нормальное стратопод зделение, а крупные олистоплаки (или останцы тектонических покровов?) и олистолиты в составе м щной олистостромовой (дабанжалгинской) толщи.

Площади развития дабанжалгинской свиты пока намечаются со значительной степенью усло ности, т.к. из-за слабой обнаженности сланцевого матрикса олистострома большинством геологов распознается. Образования дабанжалгинской свиты обычно картируются как мангатгольская, ямати ская свиты, боксонская серия или как аналог ухагольской (харанурской) толщи. Наиболее уверен дабанжалгинская свита выделяется в центральной части Окинского плоскогорья, где она вскрыта виде узкой, местами прерывистой полосы от р.Забит до верховьев р.Улзыты, разделяя основные п окинской и боксонской (+ мангатгольская свита) серий. В северной части Окинского плоскогорья даб нжалгинская свита слагает, по-видимому, изолированные выходы в верховьях рр. Бол.Белой, Яхош и на некоторых других участках.

2.I.5. Мезозой(?). Комиссаровская толща

Выделена в 1983 г. А.Н.Клюшниковым из состава сархойской серии рифея в качестве само верхнего члена палеозойского разреза, залегающего на подстилающих образованиях со значител ным перерывом и угловым несогласием. Стратотипическая местность - нижнее течение р.Хоре г.Комиссар до южной оконечности Хоре-Монгошинского водораздела (предложение Ю.П.Бутова). Во раст комиссаровской толщи А.Н.Клюшников считал девонским (?), сопоставляя ее с пестроцветны толщами девона Алтае-Саянской области.

В составе комиссаровской толщи наиболее широким распространением пользуются полим товые грубообломочные породы. Для них характерны: наличие крупных валунов (до 50-60 см), плох сортировка и в основном плохая окатанность обломочного материала, существенная роль глинист вещества в тонкой фракции матрикса. На некоторых участках несортированные конгломераты пер лаиваются (десятки сантиметров до нескольких метров) с гравелитами, граувакковыми песчаника алевролитами и алевросланцами. В отдельных интервалах стратификация становится четко ритм ной (флишоидной) с мощностью циклитов до 100 см. Верхние части последних сложены тонкозерн тыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, в которых О.Р.Мининой (Бурятгеолком) установле (в 18 пробах из 29 изученных) пыльца голосеменных растений гингковых и хвойных семейс Podocarpaceae и Pinaceae. Присутствуют зерна Cedrus libaniformis Rolch., характерные для пали комплексов из отложений не древнее нижнего мела. Выделенный палинологический комплекс впол однозначно может быть определен как мезозойский (юра - мел?).

При мезозойском возрасте комиссаровской толщи ее возрастным аналогом, очевидно, буд бутугольская свита, стратотип которой находится в II км к юго-западу от южной оконечности Хор Монгошинского водораздела. Длительное время отложения бутугольской свиты и комиссаровской т лщи всеми исследователями единодушно считались одновозрастными и рассматривались в соста

одного стратоподразделения - сархойской серии верхнего докембрия. Однако вскоре после выделения комиссаровской толщи в стратотипическом разрезе бутугольской свиты были найдены четкие отпечатки мезозойских (юра - мел?) растений (Бутов, 1986б). Теперь происходит возвращение к первоначальной точке зрения о синхронности комиссаровской толщи и бутугольской свиты, но на ином уровне - мезозойском.

Таким образом, в стратиграфическом разрезе Окинского плоскогорья для интервала между дабанжалгинской свитой силура-девона? и терригенными отложениями юры - нижнего мела достоверной информации не имеется. Необходимы дополнительные исследования. Соответствующий фрагмент модели стратиграфии проанализирован в следующем разделе.

2.2. Дополнительные эталоны отдельных фрагментов сводного геологического разреза

При разработке модели стратиграфии палеозоя СБГО по материалам Средне-Витимской горной страны конкретизированы возможные варианты стратиграфического налегания венд-кембрийских карбонатных толщ на более древние образования. В Западном Забайкалье более определенно решается принципиально важная проблема характера разреза среднего-верхнего кембрия (-ордовика?). Материалы по югу Бурятии существенно проясняют ситуацию в интервале девон-мезозой. Рассмотрим эти дополнения, делающие модель стратиграфии палеозоя Саяно-Байкальской горной области целостной, без особых белых пятен.

2.2.I. Особенности залегания карбонатного венд-кембрия в автохтоне

Нижний стратиграфический контакт карбонатных толщ венда-кембрия детально описан Л.И.Салопом (1964, с. 399-409) на склонах Северо-Муйской глыбы. В пределах последней венд-кембрийская карбонатная толща согласно подстилается маломощной (около 40 м) пачкой, сложенной красноцветными песчаниками, гравелитами, мелко-, иногда крупногалечными конгломератами. Местами в ее составе появляются алевролиты, мергели, песчанистые доломиты, при этом окраска пород становится буроватой или зеленовато-серой. Л.И.Салоп рассматривал эту терригенную пачку как самостоятельное стратоподразделение - "мамаканская надсвита сокращенной мощности" (Салоп, 1964, с.401), но столь высокий ранг пачки представляется чрезмерно завышенным. Тем более, что по данным Н.А.Божко (1994 г.) нижний контакт этой пачки тектонический, а не стратиграфический (поверхность размыва), как предполагал Л.И.Салоп. Заслуживают внимания особенности строения венд-кембрийской карбонатной толщи Северо-Муйской глыбы, в частности, ее литологически четкое двучленное расчленение. Нижняя часть (1300 м) толщи имеет доломитовый состав (золотовская надсвита по Язмиру и др., 1975, с. 12), верхняя (до 1750 м) сложена известняками (аиктинская надсвита и огненская свита, Язмир и др., 1975, с.12). В северо-восточном обрамлении Северо-Муйской глыбы (бассейн р.Янгуды) золотовская надсвита отсутствует (фациальное замещение? тектоническое срезание? размыв?), суммарная мощность аиктинской надсвиты и огненской свиты возрастает до 2500 м. Стратиграфически выше с небольшим размывом залегают пестрые мергели с прослоями мергелистых известняков (казанкинская свита, 400 м), аналоги которых в Средне-Витимской горной стране больше нигде не известны.

Второе местонахождение нижнего стратиграфического контакта венд-кембрийских карбонатных образований находится в бассейне р.Уакит на южном склоне гольца Юктокон (Южно-Муйский хребет). Здесь фаунистически охарактеризованная карбонатная юктоконская свита (Бутов, 1972б) совершенно согласно залегает на гольцовой свите (более 300 м), сложенной кварцевыми песчаниками с горизонтами гравелитов, конгломератов, глинистых сланцев. Нижняя часть гольцовой свиты обрезана разломом. За пределами гольца Юктокон выделение гольцовой свиты дискуссионно.

Специфической особенностью юктоконской свиты (свыше 5200 м) является резкое преобладание в ее составе доломитов. На большей части площади выходов пород юктоконской свиты в ее разрезе, по данным автора, выделяются три литологических комплекса (снизу вверх): I) нижний доломитовый (до 2000 м); 2) переслаивания доломитов, мергелей и известняков (600-1500 м); 3) верхний доломитовый (более 2650 м). На первый взгляд, литологическое членение юктоконской свиты не имеет связи с типичным для СБГО двучленным строением венд-кембрийских карбонатных отложений (нижняя часть - доломиты, верхняя - известняки). По мнению автора, такая связь есть и очень четкая - появление в разрезе известняков. Нижний доломитовый литокомплекс юктоконской свиты можно сопоставить с золотовской надсвитой, а остальной разрез юктоконской свиты, видимо, соответствует аиктинской надсвите, огненской и, возможно, казанкинской свитам. Непривычный верхний доломитовый литокомплекс легко объясним латеральными взаимопереходами известняковых и доломитовых разрезов, аналогичным установленным в хужиртайской свите Восточного Саяна. В южном направлении в верхнем юктоконском доломитовом литокомплексе появляются горизонты (до 100-150 м) известняков.

В северном направлении (верховья р.Уакит) известняки выклиниваются и разрез юктоконской свиты становится чисто доломитовым.

Остальные указываемые местонахождения нижнего стратиграфического контакта венд-кембрийских карбонатных образований дискуссионны. Обычно нижняя поверхность карбонатных толщ непосредственно не наблюдалась и вывод о стратиграфическом характере взаимоотношений обосновывается как результат геологического картирования. В редких случаях описания контакта в коренных обнажениях принадлежность карбонатных пород к венд-кембрию является условной из-за отсутствия палеонтологических материалов. *Поэтому при реконструкциях стратиграфических разрезов целесообразно* использовать следующую рабочую гипотезу, опирающуюся на описанные выше наблюдения на Северо- и Южно-Муйском хребтах и латеральные изменения литологии венд-кембрийских отложений. При чисто доломитовом составе нижней части, особенно если известняковая верхняя часть характеризуется резко сокращенными мощностями или совсем отсутствует, наиболее вероятно, что венд-кембрийские карбонатные отложения залегали или непосредственно на архей-раннепротерозойском фундаменте, или подстилались маломощной "зрелой" терригенной толщей типа гольцовой свиты (палеоподнятия). При появлении мощных пачек известняков в основании венд-кембрийской карбонатной толщи, особенно при преобладании известняков в разрезе (Вост. Саян, рр. Бол.Белая, Хайт; Западное Забайкалье, Икатский хребет и т.п.), стратиграфически ниже должны находиться терригенные или вулканогенно-терригенные толщи умеренной мощности (верхняя часть склона палеоподнятий). В центральных частях прогибов, выполненных мощными терригенными и вулканогенно-терригенными отложениями верхнего рифея и венда, в венд-кембрийское время накопление карбонатных толщ не происходило (Западное Забайкалье, верхнее течение р.Кыдымит, Кременецкий, 1982). Другими словами, прогнозируется лишь частичное перекрытие венд-кембрийскими карбонатными отложениями ореолов накопления более древних терригенных и вулканогенно-терригенных толщ.

2.2.2. К обоснованию непрерывности разрезов среднего-верхнего кембрия

В схеме стратиграфии Окинского плоскогорья непрерывность разрезов среднего-верхнего кембрия принимается, как постулат. Это положение противоречит широко распространенным схемам стратиграфии, в частности, принятой для Геолкарты-500 000 (Давыдов и др., 1981), в которых интервалу средний-верхний кембрий на большей части территории СБГО соответствует перерыв в осадконакоплении (с середины среднего кембрия, кое-где с конца нижнего кембрия) при локальном накоплении молассоидных толщ. Однако для территории Западного Забайкалья уже появилась некоторая информация, подтверждающая возможную непрерывность разрезов среднего - верхнего кембрия. В первую очередь, необходимо отметить палеонтологические материалы, полученные Б.А.Далматовым (1980) в бассейне р.Турки. Здесь (рис. 9) на карбонатной курбинской свите (1500- 2000 м) с остатками археоциат, хиолитов и на карбонатной курбинской свите (1500-2000 м) с остатками археоциат, хиолитов и водорослей, характерных для алданского надъяруса (баградский горизонт) нижнего кембрия, залегает существенно терригенная пановская серия в составе трех свит, соответствующих интервалу ленский надъярус нижнего кембрия - ордовик. В стратотипической местности (бассейн р.Сухой-Бадоты *и на ее водораздельном пространстве с рр. Бол. и Мал.Пановка, кл.Зумбуруки) разрез пановской серии* имеет, по Б.А.Далматову, следующий вид (снизу вверх):

1) Ямбуйская свита (1000-1300 м) - конгломераты, конглобрекчии, алевросланцы, прослои песчаников и известняков с остатками археоциат, водорослей, микрофитолитов. В известняках, венчающих разрез свиты, установлены трилобиты Chondragraulos aff. necopinata Jegorova, Binodaspis cf. suvorovae Repina, Binodaspis sp., Jakutus(?) sp., Ogygopsis sp. и типа Coelenterata, встречающихся в верхней части ленского надъяруса.

2) Бадотинская свита (более 800 м):

а) Известняки (70 м) темно-серые, алевритистые, окремненные, в верхней части пачки с остатками трилобитов Proasaphiscus aff. sibiricus N. Tchernyshova, Elrathia alexandrovi N. Tchernyshova, Kounamkites badotica Dalmatov sp. nov. (MS), Anomocaroides sp., Kounamkites sp., Alokistocare aff. subcozonatum (Hall et Whitfild), A. aff sucharicensis Fedjanina, Chondranomocare aff. irbinica Repina, Ch. aff. exilis Jegorova, Olenoides ex gr. optimus Lazarenko, Olenoides sp., Agraulos aff. ceticephalus Hawle et *Cordia, Pachyaspis aff. typicalis Resser и изобилием микрофитолитов. Аналоги перечисленного комплекса* трилобитов в опорном разрезе амгинского надъяруса среднего кембрия Верхне-Ангарского хребта появляются в 330 м выше подошвы амгинского надъяруса. Б.А.Далматов предполагает, что по р.Сухой Бадоте нижние части разреза среднего кембрия редуцированы в результате тектонического срезания - > 70 м.

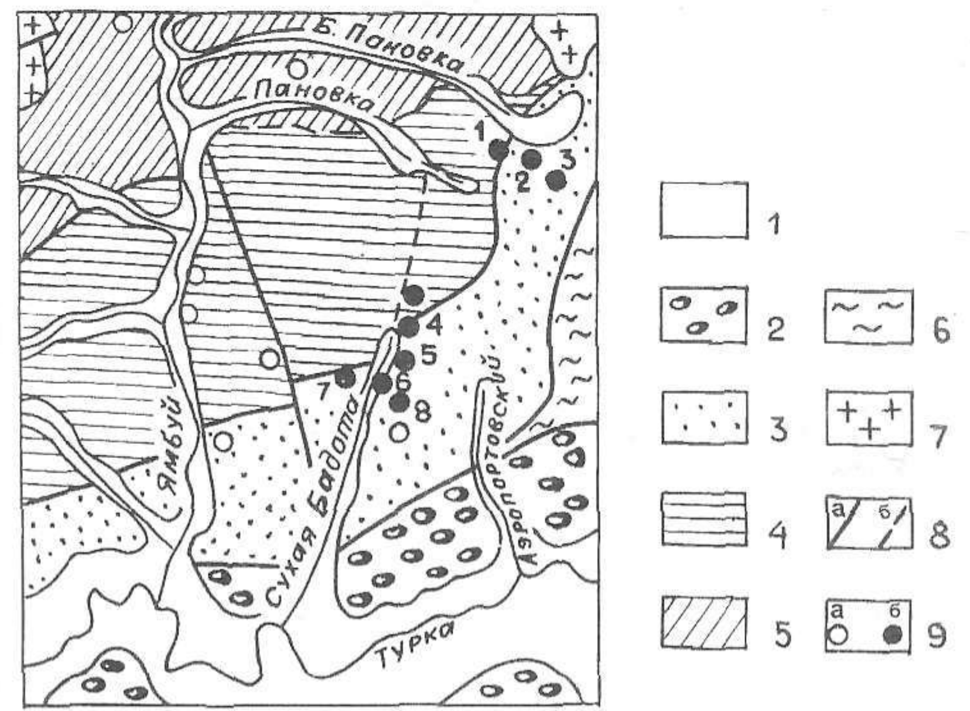


Рис. 9. Геологическая схема бассейна р. Ямбуй (правобережье р. Турки). Составил Б.А.Далматов с использованием материалов И.Г.Кременецкого и Э.Н.Зеленого, 1988 г. С разрешения Б.А.Далматова.

1 - четвертичные отложения; 2 - мезозой: ендондинская свита; 3-5 - палеозой: 3 - пановская серия, 4 - курбинская свита, 5 - андреевская свита; 6 - протерозой(?): суванихинская свита; 7 - интрузии баргузинского комплекса; 8 - разломы: а) достоверные, б) предполагаемые; 9 - местонахождения ископаемых организмов, обнаруженных: а) до 1968 г., б) после 1968 г.

б) Сланцы филлитовидные, зеленовато-серые и серые, фациально замещаются темными известняками - 140 м.

Зона разлома.

в) Известняки темно-серые, алевритистые, с линзами и прослоями сланцев - до 150 м.

г) Сланцы серые, розовато- и вишнево-серые - 50 м.

д) Переслаивание темно-серых до черных известняков с маломощными прослоями вишнево-серых сланцев. В 30 м от подошвы пачки обнаружены тридобиты Kounamkites sp., Elrathia sp., Phychoparia ex gr. mugna N. Tchernyshova, Ptyshoparia sp., Pseudanomocarina sp., Solenopleuza (?) sp., Catalognostus sp., Syspacephalus sp., Liostracus sp., Kuzaspis cf. antigua Rosova, Uncaspis sp., U. unca Walcott, Acroephalaspis aff. fidus Ivshin. Этот комплекс трилобитов является смешанным, включающим как средне-, так и верхнекембрийские трилобиты в интервале от второй половины амгинского надъяруса до низов верхнего кембрия. Появление смешанного комплекса трилобитов Б.А.Далматов объясняет явлениями стратиграфической конденсации. В кровле пачки встречены Olenoides sp., Phychoparia(?) sp., Proasaphiscus(?) sp., Solenopleura(?) sp., Kuraspis cf. antigua Rosova, Kuraspsis sp., Aspidagnostus sp., Olegaspis cf. olegi Ivshin, Ketuna (?) sp., Kaninia sp. Данный комплекс трилобитов, по мнению Б.А.Далматова, содержит, несомненно, позднекембрийские формы (нижняя? часть верхнего кембрия) - 150 м.

е) Сланцы филлитовидные зеленовато-серые - 130 м.

ж) Известняки серые и темно-серые (до черных), мелкозернистые, грубослоистые с остатками брахиопод, трилобитов и водорослей Cadeacea, Renalcis sp. nov. Korde, Inessia sajanica Korde sp. nov., Kordephyton sp., Chitinozoa - 270 м.

На этом завершается наблюденный разрез бадотинской свиты.

3. Зумбурукская свита (более 1200 м) характеризуется монотонным строением большей части разреза:

а) Серые и зеленовато-серые, темно-серые до черных грубослоистые песчаники с прослоями полимиктовых конгломератов. Видимая мощность - 200 м.

б) Алевросланцы, глинистые и филлитовидные сланцы, темно-серые до черных. Изучено 10 палинологических проб, отобранных в общем равномерно по разрезу. Л.Н.Неберикутиной установлены акритархи Leiovalia, Cymatiosphaera, Micrhystridium, Baltisphaeridium (начинают существование с кембрия), Veryhachium (появляется в ордовике). Почти во всех образцах встречены хитинозои и сколекодонты, что позволяет датировать вмещающие отложения не древнее ордовика. Предполагаемая мощность - 1000 м.

Из-за недостаточной обнаженности, широкого проявления разрывной тектоники и ограниченного объема палеонтологических материалов непрерывность разреза пановской серии пока не может считаться жестко доказанной. Определенные сомнения вызывает природа, по крайней мере, части карбонатных тел, особенно при появлении в узком стратиграфическом интервале смешанных фаунистических комплексов (см. бадотинскую свиту). При современной изученности нельзя полностью исключать возможность их олистостромового характера (олистолиты? олистоплаки?). Поэтому материалы по пановской серии нуждаются в подкреплении, в качестве которого автором используется геологический разрез Икатского месторождения марганцевых руд. Последнее располагается в превосходно обнаженной центральной части Икатского хребта, детально изучено при поисково-разведочных работах и диссертационных исследованиях В.Г.Беличенко (1956, 1960; Павловский, Беличенко, 1958). Непрерывность геологического разреза Икатского месторождения в настоящий момент не вызывает сомнений. Региональное значение этого разреза резко возросло после находки в его основании остатков кембрийской фауны (Далматов, Язмир, 1978).

В геологическом строении Икатского месторождения принимают участие (рис. 10) отложения давыкшинской и икатской свит, смятые в антиклинальную складку. В ее ядре, пересекаемом р.Икат-Гаргинский, выходит верхняя часть (порядка 200 м) давыкшинской свиты (нижняя свита мраморов по Павловскому и др., 1954), сложенная известняками светло-серыми, белыми, реже серыми до темно-серых, с линзовидными горизонтами макроскопически сходных доломитовых известняков и доломитов. В коллекции М.М.Язмира, собранной в 1977 г. по р.Икат-Гаргинский, Б.А.Далматовым определены трилобиты Redlichioidea fam. ind., Edelsteinuspidae gen. ind., Edelsteinaspis sp., Binodaspis sp., брахиоподы Nisusia (?) sp., археоциаты плохой сохранности (качинский горизонт, верхи тойонского яруса, ленский надъярус).

На давыкшинской свите согласно залегает икатская свита. Переходная пачка между свитами сложена темно-серыми графит-карбонатными сланцами мощностью от нескольких метров до 20-30 м. Икатская свита характеризуется резкой фациальной изменчивостью. На левобережье Иката-Гаргинского ее обобщенный разрез, по данным В.Г.Беличенко, П.М.Хренова и других исследователей, имеет следующий вид (снизу вверх):

I. Сланцы филлитовидные с линзами марганценосных сланцев в верхней части пачки - до 260 м.

2. Сланцы карбонатные и графит-карбонатные с линзами марганценосных сланцев и мраморов - до 220 м.

3. Сланцы тремолит-карбонат-кварцевые с линзами родонит-бустамитовых пород - до 300 м.

4. Сланцы карбонатные с линзами филлитовидных сланцев и карбонатных брекчий - до 150 м.

5. Доломиты и известняки серые и темно-серые, часто битуминозные с линзами карбонатных филлитовидных и кварц-углистых сланцев - первые сотни метров.

Общая мощность разреза - более 1000 м.

Севернее, на правобережье р.Иката-Гаргинского мощность как всего разреза, так и отдельных пачек сильно сокращается. Некоторые пачки выклиниваются совсем или образуют линзы в известняках, латерально полностью сменяющих сланцы на расстоянии всего 3-4 км (рис. 10). Известняки светло-серые, со слабо выраженной тонкой полосчатостью, вмещают резко подчиненные тела доломитов. Последние тяготеют в основном к горизонтам, лежащим стратиграфически выше верхней пачки карбонатных сланцев. Мощность известнякового разреза - более 1400 м (верхняя часть икатской свиты здесь перекрыта надвигом метаморфитов Гаргинской "глыбы").

Непосредственно к югу от Икатского месторождения - в бассейнах рр.Тампанки и Пугловой - разрез икатской свиты надстраивается мощной существенно карбонатной толщей, в составе которой преобладают темно-серые известняки, а выходы на дневной поверхности превышают 200 кв.км. Однако из-за интенсивной разрывной тектоники и отсутствия находок органических остатков разрез этой толщи пока не расшифрован.

В стратотипической местности икатской свиты ее граница с давыкшинской свитой, охарактеризованной трилобитами верхов ленского надъяруса нижнего кембрия, очевидно, примерно соответствует рубежу между нижним и средним кембрием. По данным Б.А.Далматова, мощность фаунистиче-



Рис. 10. Поперечный фациальный профиль Икатского месторождения и его окрестностей. По материалам В.Г.Беличенко (1960) и Ю.П.Бутова
1 - конгломераты и конглобрекчии, 2- карбонатные брекчии, 3 - тремолит-карбонат-кварцевые сланцы (алевриты), 4 - филлитовидные сланцы (глины), 5 - карбонатные сланцы (известковые мергели), 6 - доломиты, 7 - известняки, 8 - марганценосные породы, 9 - фосфатизация (содержание пятиокиси фосфора: а) 0,5 - 1%, б) 1- 3%), 10 - находка остатков трилобитов, брахиопод и археоциат

ски охарактеризованных отложений амгинского надъяруса среднего кембрия на территории Бурятии колеблется от 300 до 700 м. При неполной мощности икатской свиты в стратотипическом разрезе около 1400 м последний, по-видимому, охватывает полностью не только амгинский, но и майский надъярус среднего кембрия и, возможно, часть верхнего кембрия. В верхней половине разреза икатской свиты по р.Пугловой могут оказаться отложения верхнего кембрия-ордовика-силура.

Необходимо подчеркнуть крайне важное значение стратотипа икатской свиты не только для обоснования непрерывности разрезов среднего-верхнего кембрия СБГО, но и для анализа карбонатного осадконакопления в послебоксонское время. В центральной части Икатского хребта латеральные взаимопереходы сланцевого и карбонатного разрезов совершенно однозначны, как и значительные объемы постраннекембрийских карбонатных образований.

2.2.3. Характер разрезов девона-перми Южной Бурятии

При подборе верхней половины модели стратиграфии палеозоид СБГО основой наших построений служат материалы по Южному Прибайкалью (до границы с Монголией) - единственному в СБГО району, где известны палеонтологически охарактеризованные отложения девона-перми (и всего мезозоя). Достоверный девон установлен пока лишь на одном участке в бассейне р.Иро (хр.Малый Хамар-Дабан), где в 1984 г. В.П.Маняхин и А.В.Филимонов обнаружили остатки фауны ракообразных, водорослей, многочисленных органических остатков неясного систематического положения (рис. 3 и 11). Вмещающие отложения, ранее рассматривавшиеся в составе кембрийской (?) иройской (Налетов, 1961) или верхнепротерозойской(?) темникской (Давыдов и др., 1981) свит, выделены (А.В.Филимонов, В.П.Маняхин, 1987) в урминскую толщу. Ее состав: аркозовые песчаники, известковые алевролиты, кислые туфы, туффиты, известняки. Характерна грубая (десятки-сотни метров) ритмичность. Нижняя граница урминской толщи тектоническая, перекрывающие отложения не известны.

Видимая мощность - 1100 м.

Для уточнения возрастного диапазона урминской толщи из всех слагающих ее пачек были отобраны по 2-3 палинологических пробы, всего 21 проба. По данным Л.Н.Неберикутиной (Воронежский университет) и О.Р.Мининой (Бурятгеолком), 4 пробы оказались пустыми, 5 - хорошо насыщенными, 12 - содержат единичные споры. В настоящее время биостратиграфические материалы по стратотипическому разрезу урминской толщи, описанному А.В.Филимоновым, распределены следующим образом (снизу вверх):

I. Песчаники аркозовые, коричневатые (от обилия обломков полевых шпатов), разнозернистые, на карбонатном цементе. Единичные зерна спор Archaeozonotriletes compactus Naum., Retusotriletes microthelis Naum - 200 м.

2. Алевролиты пестрые, карбонатные - 90 м.

3. Песчаники аркозовые, коричневатые, разнозернистые. Споры подгрупп Hymenozonotriletes (с пленчатым периспорием), Leiotriletes, Lophotriletes (без оторочки, мятые), распространенные в девоне. Присутствуют формы с плотным периспорьем Archaeozonotriletes basilaris Naum., Alletes dessideus, характерные для среднего девона. Встречены зерна Leiotriletes sp. (тетраэдальной формы), Retusotriletes aff. microthelis Naum., известные в верхнем девоне. С большой долей условности описываемый комплекс сопоставим со среднедевонским комплексом Русской платформы, Западной Башкирии, Западного Приуралья (Наумова, 1953; Чибрикова, 1962) - 230 м.

4. Песчаники серые, от мелко - до тонкозернистых, алевролиты. Споры Trachytriletes pusillus Naum.; Leiotriletes rotundus Naum.; Lophotriletes rugosus Naum., Stenozonotriletes extensus var. minor Naum - 62 м.

5. Песчаники серые, желтовато-серые, разнозернистые, четко слоистые - 71 м.

6. Алевролиты карбонатные. Остатки водорослей: Desycladacea gen. indet, Calcisphaera sp., строматолитовые постройки (заключение К.Б.Корде) - 90 м.

7. Песчаники светло-серые, разнозернистые, аркозовые. Споры: Archaeozonotriletes sp., Lophotriletes sp., Lophozonotriletes sp., Acantotriletes sp., Lophotriletes aff. rotudus Naum - 20-25 м.

8. Алевролиты и песчаники темно-серые, карбонатные, биотурбированные. Конхостраки: Ubsamiria sp., Pseudestrilia sp., Lioestreria sp., Concherisma sp., Sphaerestheria sp. и др. Представители всех перечисленных семейств известны, начиная с девона, а указанные роды существуют до мела включительно. Поскольку три из названных форм наиболее близки к видам, известным из среднего девона, возраст вмещающих пород с очень большой долей условности можно считать среднедевонским (заключение Э.Ф.Орловой, ПО "Аэрогеология", г.Москва). Споры: Dictyotriletes sp., Archaeozonotriletes variabilis Naum - 50 м.

9. Песчаники и алевролиты темно-серые, карбонатные, слабо биотурбированные. Преобладают споры подгрупп Archaeozonotriletes, Hymenozonotriletes, Stenozonotriletes, Lophozonotriletes, среди которых доминируют виды: Archaeozonotriletes mirus Naum., A. rugosus Naum., A. semilucensis Naum.,

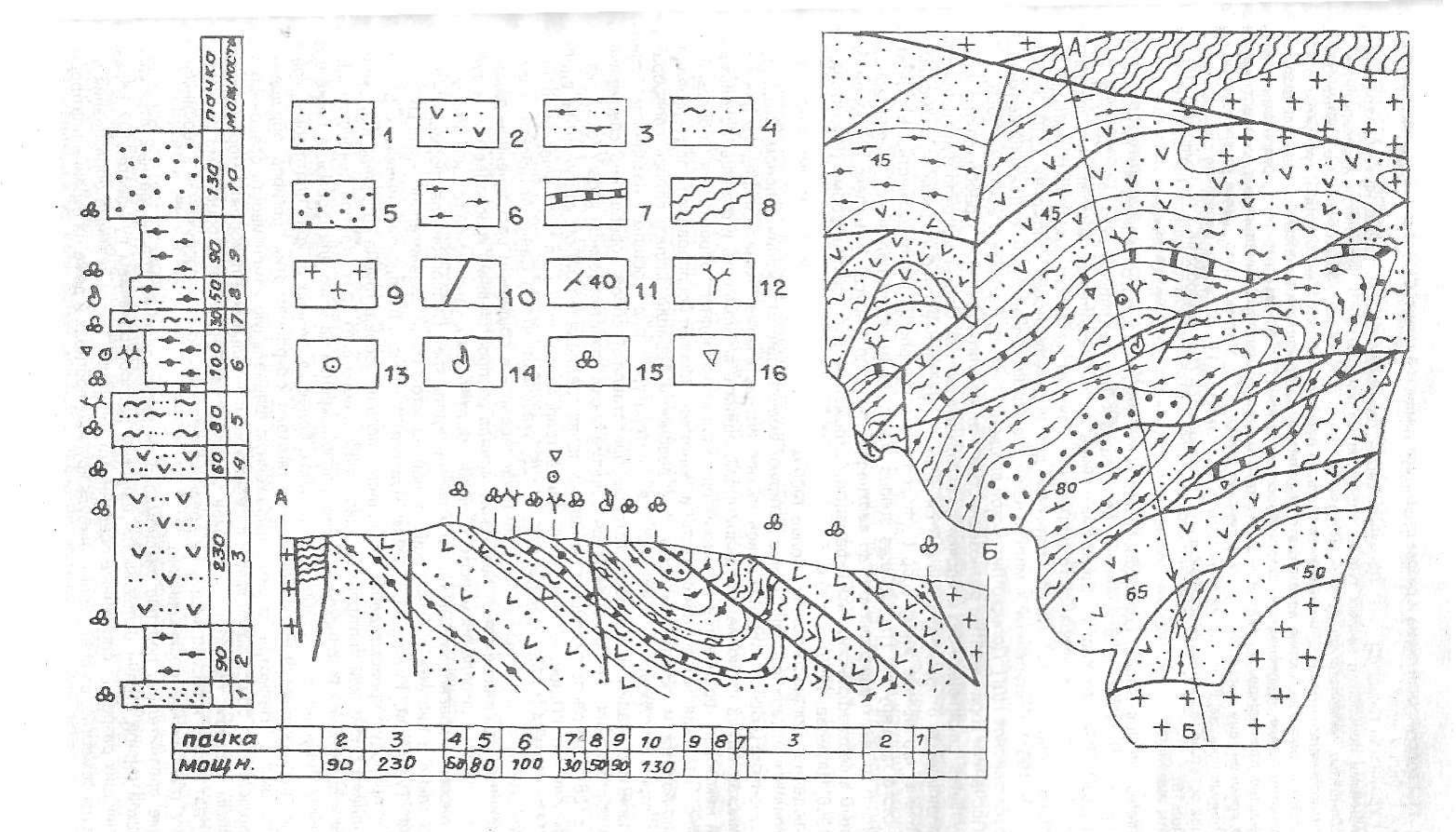

пачка
мощность
130
10
90
9
50
8
30
7
100
6
80
5
60
4
230
3
90
2
1
1 2 3 4
5 6 7 8
40
9 10 11 12
13 14 15 16
А
Б
пачка 2 3 4 5 6 7 8 9 10 9 8 7 3 2 1
мощн. 90 230 60 80 100 30 50 90 130
45
45
80
65
50
А
Б
Рис. 11

Рис. 11. Геологическая схема и разрез стратотипа урминской толщи. Составил А.В. Филимонов, 1987 г. С разрешения А.В.Филимонова.

1-7 - Урминская толща (Д): 1-3 - Песчаники серые, разнозернистые аркозовые на карбонатном цементе (1) с подчиненными прослоями кислых туфов, туффитов, вулканомиктовых песчаников и алевролитов(2) или темных карбонатных алевролитов(3). 4 - Песчаники желтовато-серые, разнозернистые, вулканомиктово-аркозовые с многочисленными подчиненными прослоями вулканомиктовых алевролитов и туффитов. 5 - Песчаники коричневатые, разнозернистые аркозовые с подчиненными прослоями вишнево-красных алевролитов. 6 - Алевролиты темно-серые, песчанистые, биотурбированные на карбонатном цементе с горизонтами и прослоями тонкозернистых песчаников. 7 - Маркирующий горизонт строматолитовых известняков с пропластками и линзами черных кремней (вне масштаба); 8 - Удунгинская толща (PZ_1). Метаморфизованные тонкослоистые карбонатно-терригенные породы; 9 - Интрузии гранитоидов; 10 - Разломы; 11 - Элементы залегания слоистости; 12-16 - Места находок остатков ископаемых водорослей (12), кальцисфер (13), ракообразных (14), миоспор (15), гидроидных полипов(16)

Stenozonotriletes difinitus Naum., Lophozonotriletes surrus Naum., Lophozonotriletes aff. grumosus Naum. Последние распространены в отложениях верхнефранского подъяруса верхнего девона Русской платформы (ЦДП), Южного Урала, Башкирии. Лишь Archaeozonotriletes variabilis var. insignis Senn. встречается, начиная с нижнефранского подъяруса. Важным является присутствие пыльцы голосемянных Archaeoperisacus mirus Naum.- типичной для верхнефранских отложений ЦДП (Раскатова, 1969; Андреева, 1966). Выделенный комплекс наиболее близок к комплексам отложений верхнефранского подъяруса районов ЦДП, Польско-Литовской впадины, Тимана, Татарии (Раскатова, 1966) - 90 м.

10. Песчаники коричневатые разнозернистые и алевролиты лиловые. Преобладают споры подгрупп Trachytriletes, Leiotriletes - без оторочки, со складками смятия. Споры подгрупп Hymenozonotriletes и Archaeozonotriletes (с оторочкой) встречаются реже и представлены небольшими по размерам формами. Встречены единичные зерна спор Lophozonotriletes tylophorus Naum. (известны в отложениях верхнефранского подъяруса), Trachytriletes solidus Naum. (фаменский подъярус), Camarozonotriletes devonicus Naum. (с верхнеэйфельского до верхнефранского подъяруса). Комплекс наиболее близок установленным в верхнефранских-нижнефаменских отложениях Русской платформы (Раскатова, 1966; Андреева, 1966; Наумова, 1953) - 130 м.

Наблюденная мощность толщи - более 1000 м.

Имеющиеся материалы однозначно датируют вмещающие отложения девоном. Возраст верхней части изученного разреза - верхний девон, нижняя его часть может оказаться средним девоном.

Урминская толща позволяет предварительно оценить возможность и границы использования как моделей некоторых фрагментов девонских разрезов юго-западного обрамления Сибирской платформы (Саяно-Алтайская складчатая область) и Монголии. Многие исследователи подчеркивают, что в Центрально-Азиатском складчатом поясе "...в девонском периоде закладывались своеобразные особой категории структуры, известные в литературе под общим названием средне-верхнепалеозойских впадин и прогибов, которые представляют собой совершенно специфические структурные образования, не повторявшиеся в другие эпохи развития земной коры (Тектоника Евразии..., 1966, с. 26). Они располагались в окраинных зонах среднепалеозойских континентов, вдоль которых, по заключению Л.П.Зоненшайна (1976), концентрировалась основная тектоническая активность (Параев, 1978, с. 116). А.И.Анатольева (1972, с. 125) указывает, что "в Саяно-Алтайской складчатой области девонские красноцветные отложения накапливались в обширном расчлененном седиментационном бассейне, отделявшемся от Казахского ареала распространения красноцветных и вулканогенных пород областью накопления морских осадков, тяготеющих к Калбинской геосинклинали. В границах этого бассейна красноцветные толщи известны вдоль края Сибирской платформы (Рыбинская впадина), а также в системе примыкающих к ней на юго-западе сравнительно крупных прогибов (Минусинский, Тувинский, Кузнецкий, Ануйско-Чуйский, Уйменско-Лебедской), имеющих различную тектоническую природу и происхождение". "Главная масса их сосредоточена на северо-востоке и следует ограничениям Сибирской платформы. Здесь красноцветы всех трех отделов девонской системы наблюдаются в предгорной Рыбинской впадине, расположенной на краю платформы, а также в крупном наложенном Минусинском прогибе... . В прогибах, более удаленных от края платформы, красноцветные толщи прослеживаются не повсеместно и тяготеют к окраинам этих прогибов, обращенным в сторону платформы... . Несмотря на резко выраженную фациальную изменчивость осадочных толщ отчетливо наблюдается общая закономерная смена континентальных и прибрежно-морских красноцветных, главным образом, терригенных осадков морскими карбонатными сероцветами по направлению от края платформы и обрамляющих ее древнекаледонских горных сооружений к геосинклинальному бассейну" (Калбинской геосинклинали).

"Общие сравнительно простые закономерности распределения красноцветных отложений в Саяно-Алтайской горной стране осложняются широким распространением вулканогенных образований, расчленяющих разрезы, сложенные осадочными толщами. Вулканогенные образования встречаются почти повсеместно, во всех сколько-нибудь крупных прогибах и даже на окраине платформы, в

Рыбинской впадине ... вулканогенные породы ... прослеживаются и далеко за пределами рассматриваемой области, в частности, в Калбинской геосинклинали, где девонские красноцветные отложения отсутствуют. Состав девонских вулканогенных образований крайне непостоянен, а стратиграфическая их приуроченность изменчива. На окраине Сибирской платформы преобладают базальтовые лавы. Такого же состава лавы господствуют и на обширных площадях наложенного Минусинского прогиба, но к западу и югу от него, соответственно в Кузнецком и Тувинском прогибах, наряду с базальтовыми лавами широко распространены андезиты и липариты, а в системе преимущественно унаследованных прогибов Алтая, расположенных ближе к Калбинской геосинклинали, наиболее типичны липаритовые лавы и сопровождающие их пирокластические породы" (Анатольева, 1972, с. 125-126, 129).

Необходимо подчеркнуть, что девонские сероцветные морские существенно терригенные отложения в пределах традиционной области каледонид юго-западного обрамления Сибирской платформы, включая Монгольский Алтай, рассматриваются как выполняющие унаследованные или регенерированные геосинклинальные структуры (Маркова, Шаркова, 1977).

Девонские отложения герцинид Южной Монголии представлены тремя типами разрезов. Для северной части герцинской зоны характерны мелководные карбонатно-терригенные толщи с обильной фауной. В центральной (внутренней) части преобладают основные вулканиты при подчиненном значении песчаников и алевролитов. Остатки фауны редки. Южнее девон или отсутствует совсем, или слагает небольшие поля кислых эффузивов. На крайнем юго-востоке монгольских герцинид состав девона: песчаники, алевролиты, лавы среднего и кислого состава (Маркова, Шаркова, 1977).

Литологические особенности урминской толщи Малого Хамар-Дабана ограничивают поиски ее аналогов сероцветной частью девонского профиля юго-западного обрамления Сибирской платформы (до северной окраины монгольских герцинид включительно). В пределах этой территории тектонический режим в девоне наследовал многие характерные черты силурийского времени. Другими словами, наиболее вероятный вариант модели стратиграфии Хамар-Дабана должен исходить из стратиграфической непрерывности и значительного сходства разрезов силура-девона. Красноцветная составляющая в девонском профиле Южного Прибайкалья была или очень узкой (и сейчас не сохранилась), или вообще не существовала, т.е. девонский морской бассейн, по-видимому, граничил непосредственно с Иркутским амфитеатром.

Нижний карбон в Южном Прибайкалье не известен. Учитывая, что даже в Минусинском прогибе девонские отложения "... без следов перерыва, но по резкой литологической границе сменяются нижнекаменноугольными образованиями" (Анатольева, 1972, с. 127), предполагается, что и в Южном Прибайкалье нижний карбон может слагать непрерывный разрез с девоном.

Отложения верхов карбона-перми широко распространены в Южной и Центральной Бурятии, где они представлены континентальными основными, средними и кислыми вулканитами преимущественно субщелочного ряда при подчиненном значении вулканогенно-осадочных пород. На более древних образованиях верхний палеозой почти повсеместно залегает с угловым и стратиграфическим несогласиями, хотя на отдельных участках, например, на правобережье Чикоя не исключены согласные взаимоотношения (через переслаивание) со средним карбоном. Нижняя граница этого комплекса стратифицированных образований представляет собой четкий, очень контрастный рубеж между разрезами различных тектонических режимов развития земной коры. Подчеркнем, что другие аналогичные по яркости выражения рубежи в разрезе палеозоя Южной Бурятии не известны. По остальной территории СБГО также нет конкретных данных хотя бы о еще одной палеозойской региональной поверхности размыва и резкого структурного несогласия. Поэтому в модели стратиграфии палеозоя СБГО региональное значение пока признается только за перерывом в осадконакоплении во второй половине карбона. Именно с этого уровня нужно начинать "примерку" крупных перерывов неясного стратиграфического положения, известных в некоторых районах. При появлении фактических материалов, свидетельствующих о существовании других стратиграфо-структурных реперов, предлагаемая модель получит дальнейшее развитие. Необходимо учитывать, что позднекарбоновый-мезозойский структурный этаж отражает континентальный этап развития земной коры. Стратифицированные образования, входящие в его состав, разделены многочисленными перерывами и на породах более древних структурных этажей может залегать любая часть разреза верхнего карбона-мела.

До конца 60-х годов верхнепалеозойские отложения в Бурятии, в отличие от Монголии, не выделялись, а включались в состав мезозойских вулканических комплексов. Считалось, что геологическое развитие этих двух сопредельных территорий в течение всего палеозоя было принципиально различным. Сейчас доказано, что апогей континентального вулканизма и гранитоидного магматизма в южной части Бурятии, как и в Монголии приходится на верхний палеозой, а не на мезозой. Сходство позднепалеозойской геологической истории юга Бурятии и Северной Монголии ныне представляется очевидным. Выделяется верхнепалеозойский Селенгино-Витимский континентальный вулканический пояс (Салтыковский, 1977), протянувшийся более чем на 1500 км при ширине 200-300 км от верховьев р.Селенги до южной окраины Витимского плоскогорья. Его возникновение синхронно с позднегерцинскими движениями в Монголо-Забайкальской складчатой системе. По представлениям В.В.Скрипкиной,

однотипное развитие процессов позднепалеозойского вулканизма в Северной Монголии и Западном Забайкалье привело к образованию парагенетических комплексов пород, устойчивых в пределах всего Селенгино-Витимского вулканического пояса. Их соотношения показаны на рис. 12.

В Южной Бурятии разрез верхнего палеозоя повсеместно начинается **унгуркуйской** свитой, сложенной преимущественно лавами трахит-базальтового, трахит-базальт-андезитового состава с резко подчиненными андезитами и дацитами. Роль пирокластических и туфогенно-осадочных пород незначительна. Свита условно датирована интервалом конец среднего - верхний карбон. Стратиграфически выше залегает **боргойская** свита, для которой характерны кислые эффузивы при ведущей роли пирокластических пород. Преобладают риолитовые кварцевые и полевошпатовые порфиры, менее распространены трахитовые и дацитовые порфиры. Чрезвычайно редко отмечаются прослои вулканогенно-осадочных пород. В толще кислых вулканитов на левобережье р.Сужи обнаружена раннепермская флора (Амантов и др., 1980), на основании чего боргойская свита отнесена к нижней перми.

Боргойская свита перекрыта на одних участках породами гунзанской, на других - алентуйской свит, примерно одновозрастных между собой. **Гунзанская** свита представлена тесным переслаиванием риолитовых порфиров, трахиандезитов и их туфов с кремнистыми полосчатыми туффитами, туфоалевролитами, туфопесчаниками и конгломератами. В стратотипическом разрезе гунзанской свиты найдены остатки растений, встречающиеся от среднего карбона до верхней перми включительно, но без самых ее верхов (Гордиенко, 1976). Так как гунзанская свита залегает выше боргойской, то ее возрастной диапазон принят как начало и середина перми. **Алентуйская** свита сложена перемежающимися без видимой закономерности эффузивами разного состава:трахибазальтами, трахиандезитами, трахидацитами, трахитами и трахириолитами. Излившиеся и пирокластические образования примерно равнозначны, часто присутствуют прослои и горизонты туффогенно-осадочных пород разной размерности (от туфоалевролитов до туфоконгломератов). В стратотипе алентуйской свиты обнаружена флора первой половины поздней перми (Козубова, Радченко, 1961).

Из общей схемы эволюции позднепалеозойского вулканизма в какой-то мере выпадает локально развитая **тамирская** свита. По своему составу (в основном кислые вулканиты с подчиненным количеством вулканогенно-осадочных пород) она близка к боргойской свите, но содержит флору верхней части верхней перми (Гордиенко, 1980), т.е. синхронна или даже моложе алентуйской свиты.

Интенсивная вулканическая деятельность в южной части Бурятии и Северной Монголии продолжалась до середины мезозоя (рис. 13).

Контрастная смена тектонического режима произошла лишь в позднеюрское время, когда осадконакопление стало преимущественно терригенным.

Выделение верхнего палеозоя за пределами Селенгино-Витимского вулканического пояса на остальной территории СБГО дискуссионно. В юго-восточной части Восточного Саяна, на Витимском плоскогорье и севернее палеонтологически немые, условно мезозойские вулканогенные толщи неизвестны. Поэтому здесь невозможно выделение верхнего палеозоя как повторение пути, уже пройденного в Южной Бурятии. Однако в принципе корректен и другой вариант: верхнепалеозойскими могут оказаться некоторые слабо метаморфизованные существенно вулканогенные комплексы пород, ныне рассматриваемые в составе палеозойских и протерозойских отложений. Напомним, что породы боргойской свиты нижней перми многими исследователями относились к протерозою или нижнему палеозою как метаморфизованные до зеленосланцевой фации (в пределах мощных тектонических зон). Вполне возможно, что верхнепалеозойские породы имеются в составе сархойской серии и илейской толщи Восточного Саяна, бурундинской свиты Витимского плоскогорья, горбылокской серии Южно-Муйского хребта и некоторых других стратиграфических подразделений.

Система	Отдел	Ярус	Западное Забайкалье: Селенгинская зона. Бас. р. Селенги	Западное Забайкалье: Селенгинская зона. Бас. р. Кижинги	Западное Забайкалье: Малханская зона. Правобережье р. Хилка	Западное Забайкалье: Малханская зона. р. Чикой	Орхон-Селенгинск прогиб Сев. Монголии: Ханүйская серия (Моссаковский, Томуртогоо, 1976). рч Ханүй-Гол	Орхон-Селенгинск прогиб Сев. Монголии: Ханүйская серия (Моссаковский, Томуртогоо, 1976). рч Хүжирный-Гол	Орхон-Селенгинск прогиб Сев. Монголии: Правобережье Иро-Гол (Салтыковский, Оролмаа, 1977)
Пермская	Верхний	Уфимск, Казанский + Татарский	Гунзанская св. Осадочно-вулканогенные отложен. Флора. 2400 м; Алентуйская свита. Переслаивание кислых и основных лав и туфов. Флора. 1300-1500 м	Алентуйская свита. Трахиты, трахириолиты и их туфы, прослои вулканогенно-осадочных пород. Спора-пыльцевой комплекс. 350 м	Алентуйская свита. Переслаивание кислых и основных эффузивов, прослои осадочных пород. Флора. 400-600 м	Тамирская толща. Преимущественно кислые вулканиты.	Верхняя свита основных эффузивов ~4000 м; 3500-3600 м Осадочно-вулканогенная свита. Флора. 5300-5400 м	Верхняя свита основных эффузивов ~4000 м; Осадочно-вулканогенная св. Флора ~2000 м	Переслаивание кислых и основных лав и туфов, прослои вулканогенно-осадочн пород. Флора. 3100-3600 м
Пермская	Нижний		Боргойская свита. Кислые эффузивы (туфы и лавы) 1500 - 2000 м; ?	Толща кислых вулканитов. Флора. 100 м		Флора. ~3000 м	Свита кислых эффузивов. Флора. 2500-2600 м; Нижняя свита основных эффузивов. 1100 - 1400 м		
Каменноугольная	C_3		Унгуркуйская свита (?) (основные эффузивы) 500 - 700 м	Унгуркуйская св. (?) (основные эффузивы) 150 м	Унгуркуйская свита основных эффузивов ~1000 м				
Каменноугольная	C_2				Гутайская свита. Терригенные прибрежно-морские отложения		Урмугтейульская + аратэлигольская св. Терригенные прибрежно-морские отлож.		Урмугтейульская + аратэлигольская свита. Терригенные прибрежно-морские отлож.
Каменноугольная	C_1				Мшанки, брахиоподы ~500 м		2200 - 3000 м		300 м

Рис. 12. Схема сопоставления верхнепалеозойских отложений Западного Забайкалья и Северной Монголии (по В.В.Скрипкиной, 1985)

Система	Отдел	Ярус	Западное Забайкалье						Северная Монголия	Монголия, Китай
			Селенгинская зона					Малханская зона		
			Вулкано-тектонические структуры							
			Джида – Тугнуйская				Хамбинско-Хамардабанск.	Устье рч. Тамир	басс. р.р. Орхона и Толы (Амантов и др, 1970)	басс. р. Хуанхэ (Добрускина, 1980)
			дер. Черноярово	Тугнуйская впадина		Боргойский хр.	Хамбинск. хр.			
Юрская	Нижний	$gt+sm$	?	Капсальская свита Переслаивание пачек кислых и средних вулканитов, основных эффузивов и пачек терригенных пород. Насекомые 40-300 м		~1000 м	Худогинск. свита Вулканиты с прослоями терригенных пород. Пелециподы ~700-1000 м	?	?	Нижняя юра
Триасовая	Верхний; Средний	Рэтский; Норийский; Карнийский; Ладинский	Чернояровская свита Афировые и порфировые трахиандезито-базальты с линзами туфов основных эффузивов, в основании переслаивающиеся конгломераты, песчаники, алевролиты Флора ~1300 м	Чернояровская св. Трахиандезито-базальты, туфо-терригенные породы (локально в основании) Споро-пыльцевой комплекс ~1000 м	Березовская св. Конгломераты, песчаники с прослоями туфов в верхней части разреза Флора 400-500 м	Чернояровск. свита Основные эффузивы с линзами и прослоями туфов и лавобрекчий порфиритов, в основании-пачка конгломератов, песчаников и туффитов Флора ~1000 м	Чернояровская св. Трахиандезито-базальты, в основании линзы конгломератов ~500-700 м	Чернояровская свита Основные эффузивы и их туфы, в основании конгломераты и ритмично построенная пачка алевролитов, песчаников, гравелитов Флора ~1500 м	Чередование порфиритов, агломератов и туфов основного состава, в основании конгломераты с пачками песчаников и туффитов Флора 1700-1900 м	Вулканогенные отложения Ладинско-карнийский флористический комплекс Молассовые отложения 1200 - 6000 м
Подстилающие образования			Алентуйская свита(?) P_2	Гранитоиды PZ_3		Боргойская свита P_1 ?	Гранитоиды PZ_3	Тамирская свита P_{1+2}	Средний карбон	Нижний триас (морские отлож.)

Рис 13. Схема сопоставления нижнемезозойских отложений Западного Забайкалья и Северной Монголии (по В.В.Скрипкиной, 1985)

Глава III
ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ РАЗРЕЗОВ РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНОВ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ И ПРОБЛЕМЫ ИХ КОРРЕЛЯЦИИ

Модель стратиграфии палеозоя СБГО, изображенная на рис.14, дает возможность приступить к целенаправленному анализу имеющихся материалов по стратиграфии региона с позиций соответствия (или несоответствия) этой модели, используемой, таким образом, в качестве эталона стратиграфических построений. Такой методологический подход позволяет быстро и достаточно объективно установить состояние изученности и особенности разрезов различных районов, а также определить объемы информации, пригодной для корректного формационного анализа.

3.I. Юго-восточная часть Восточного Саяна
Ильчирская структурно-формационная зона

Ильчирская структурно-формационная зона представляет собой южное альпинотипное обрамление Окинского плоскогорья; стратотипической местности значительной части элементов принятой нами модели стратиграфии палеозоя.Поэтому апробацию последней целесообразно начать с этого района, тем более, что в его пределах стратифицированные образования слагают обширные, хотя и плохо изученные поля.

Материалы по стратиграфии Ильчирской структурно-формационной зоны (рис. 6) недавно подытожены В.Г.Беличенко и Р.Г.Боосом (1986 а, Боос, 1991). По их представлениям, стратиграфический разрез венда-палеозоя начинается толщей полимиктовых песчаников, сланцев и конгломератов (1200-1500 м), которая на левобережье Китоя картируется как **"безымянная толща"** (Рощектаев и др., 1983), а на правобережье - как **"верхнешумакская свита"** (Э.Ф.Ставский, 1972). Базальные конгломераты безымянной толщи залегают на разных частях подстилающего офиолитового комплекса. Нижний контакт верхнешумакской свиты в бассейне р.Шумака неизвестен. Синхронность и вендский возраст безымянной толщи и верхнешумакской свиты вытекают из представлений о согласном налегании на них венд-нижнекембрийской карбонатной горлыкской свиты. Однако обычно эти взаимоотношения осложнены зонами разломов. Как однозначные указываются только отдельные наблюдения постепенного перехода через переслаивание от верхнешумакской свиты к горлыкской.

Горлыкская свита (более 2300 м) сложена доломитами, на отдельных участках отмечаются единичные тела известняков, пласты фосфоритов и высокоглиноземистых пород. Наиболее полный разрез горлыкской свиты установлен по р.Шумак. Нижняя и средняя части свиты здесь охарактеризованы микрофитолитами и строматолитами (Рощектаев и др., 1983). В верхах свиты установлены трилобиты (в виде срезов в шлифах), клубки водорослевых нитей, ходы червей, спикулы губок, брахиоподы Kutorgina (?) sp. (Бутов и др., 1979), известковые водоросли Renalcis Vologd. и Katangasia Masl. При химическом препарировании выделены фрагменты скелетных остатков, не поддающиеся диагностике. С некоторой долей условности горлыкская свита датируется венд (низы разреза) - нижний кембрий.

В.Г.Беличенко и Р.Г.Боос предполагают, что в стратиграфическом разрезе горлыкская свита надстраивается **араошейской** толщей (800-1000 м), выделяемой пока только в бассейне р.Ара-Ошей (правый приток р.Китой). Все ограничения этой толщи тектонические. Сложена она известковыми доломитами, доломитовыми известняками при подчиненной роли чистых доломитов и известняков. Окраска карбонатных пород от белой до темно-серой. Эпизодически встречаются кварц-карбонатные и кварцитовидные породы. Палеонтологические материалы представлены единственной находкой хитинозой Lagenochitina ex gr. sphaerica Collinson et Schwalb., известных в отложениях силура и девона (заключение Н.М.Заславской, ИГиГ СО АН СССР).

На араошейской толще залегают останцы тектонического покрова, сложенного **барунгольской свитой** (800 - 1000 м). Последняя имеет широкое распространение на лево-и правобережье р.Китоя, характеризуясь значительной изменчивостью состава и неоднородностью метаморфизма (Рощектаев и др., 1983). В редких случаях, когда нижний контакт барунгольской свиты не осложнен более поздними тектоническими нарушениями, в ее основании наблюдается зона меланжа (мощностью до первых десятков метров) с блоками подстилающих пород. Нижняя часть свиты сложена различными сланцами, обычно с примесью карбонатного материала, рассланцованными песчаниками, изредка отмечаются конгломераты. Выше залегает толща сложного строения со значительным участием ортопород (различные зеленые сланцы и амфиболиты), переслаивающихся с карбонатными и карбонатно-терригенными сланцами. Среди вулканитов выделяются базальты и андезито-базальты, сопровождаемые туффитами и туфопесчаниками. Однако на некоторых участках вулканогенные породы в составе барунгольской свиты отсутствуют и отложения терригенного типа разреза непосредственно

контактируют с карбонатными образованиями вышележащей толтинской свиты. Находки определимых органических остатков немногочисленны. Все они приурочены к нижней терригенной части свиты. В бассейне р.Саган-Сайр найдены мшанки Frepostomata, остатки которых не известны из отложений древнее ордовика (заключение К.Н.Волковой, ИГиГ СО АН СССР). Здесь же установлены хитинозои Desmochitina ex gr. minor (Eisenack), характерные для ордовика. На западе Ильчирской зоны в районе устья р.Белой Иркут выявлены хитонозои Desmochitina complanata Eisenack, известные из отложений среднего ордовика (заключение Н.М.Заславской). Таким образом, возраст, по крайней мере, какой-то части барунгульской свиты ордовикский.

Стратиграфически выше барунгольской свиты В.Г.Беличенко и Р.Г.Боос помещают существенно карбонатную **толтинскую свиту** (не более 1000-1200 м). В бассейне р.Саган-Сайр разрез последней представлен переслаиванием горизонтов (первые десятки метров) известняков (незначительно преобладают), доломитов и переходными между ними разновидностями карбонатных пород. Довольно часты карбонатные брекчии. Характерно диагенетическое окремнение (послойное, гнездообразное и сетчатое). Западнее и восточнее р.Саган-Сайр в составе толтинской свиты, в основном в ее нижней части, появляются линзы и горизонты вулканитов, а преобладание известняков становится резким. Вулканиты представлены метаэффузивами основного и среднего состава или их метаморфизованными аналогами (зелеными сланцами или амфиболитами). Метаэффузивы иногда сопровождаются метатуффитами и метатуфопесчаниками. На многих участках граница между толтинской и подстилающей барунгольской свитами неотчетливая (тонкое переслаивание пород, в той или иной мере характерных для обеих свит).

На крайнем западе Ильчирской зоны вулканогенные породы концентрируются в верхней половине толтинской свиты, в то время как ее нижняя половина имеет существенно карбонатный состав. Особенностью толтинской свиты южной части Ильчирской зоны, кроме высокой степени метаморфизма пород, является присутствие линз внутриформационных конгломератов и конгломератовидных пород мощностью от 10 до 200 м. Галька конгломератов преимущественно карбонатная, но местами отмечается и другого состава (кварц, амфиболиты, сланцы).

Находки в толтинской свите крупных палеонтологических окаменелостей из-за сильной перекристаллизации и окремнения диагностируются со значительной степенью условности (кораллы? строматопоры? фораминиферы?). Более конкретная информация получена по микрофоссилиям, выделенным при помощи химического препарирования и прокаливания пород почти на всем протяжении выходов отложений толтинской свиты. Среди микрофоссилий резко преобладают хитинозои, встречены единичные конодонты и фрагменты скелетных остатков неясной систематической принадлежности. По заключению Н.М.Заславской, наиболее многочисленны хитинозои Eisenachitina behemica (Eisenack), Lagenochitina sphaerica Collinson et Schwalb., Lagenochitina brevicervicata Collinson et Schwalb., Angochitina flasca Collinson et Schwalb., характерные для отложений силура и девона. Установлены единичные хитинозои Rhabdochitina, известные в ордовике и силуре. В соответствии с этими определениями возраст толтинской свиты принят как силур - нижний девон (?).

Стратиграфический разрез Ильчирской зоны завершает **сагансайрская свита**. Ее наиболее полный разрез описан в стратотипической местности (бассейн р. Саган-Сайр), где она расчленена на две подсвиты. Нижняя подсвита (до 400 м) сложена конгломератами с резко подчиненными линзовидными прослоями зеленовато-серых и лиловых гравелитов, грубозернистых песчаников и алевролитов. Для конгломератов характерно преобладание галек (до 60-80% объема породы) над цементом при плохой и очень плохой сортировке и окатанности обломочного материала. Основная часть галек мелкие и средние, но отмечаются валуны до 0,5-1 м в поперечнике. В обломочном материале доминируют карбонатные породы широкого спектра состава (от доломитов до известняков), структурно-текстурных особенностей и окраски, но этот вывод относится к толще конгломератов в целом. По горизонтам, наоборот, состав обломков обычно выдержан и их изменение по разрезу позволяет наметить основные особенности стратона, уничтоженного денудацией - по моему мнению, это аналог наиболее полных разрезов боксонской серии. Около 5% галек обычно сложены лиловыми кварц-серицитовыми сланцами и светло-серыми существенно кварцевыми песчаниками, другие породы отмечаются значительно реже. Верхняя подсвита (до 600 м) - песчаниковая, с четко выраженной правильной горизонтальной стратификацией. Резко преобладают олигомиктовые кварцевые песчаники на карбонатном цементе, зеленовато-светло-серые, средне-, крупнозернистые, однородные, обычно толстоплитчатые. В отдельных горизонтах окраска песчаников лиловая, а текстура - полого-извилистая. Изредка отмечаются маломощные горизонты существенно карбонатных конгломератов и лиловых алевросланцев. Последние иногда слагают четко выраженные "гривки", протягивающиеся на несколько километров.

По простиранию на многих участках в составе нижней подсвиты в значительном количестве появляются песчаники, а в верхней подсвите - многочисленные тела конгломератов. Имеющиеся материалы пока не позволяют конкретизировать латеральные изменения литологии свиты.

Система	Отдел	Сибирская платформа: Иркутская зона	Сибирская платформа: Западное Прибайкалье	Окинское плоскогорье	I – Южное Прибайкалье, II – р. Турка	Литологическое изображение модели стратиграфии
Пермская	верхний			?	Алентуйская св. до 1500 м	
Пермская	нижний				Боргойская св. до 2000 м	
Каменноугольная	верхний				Унгуркуйская св. до 1000 м	
Каменноугольная	средний					
Каменноугольная	нижний				?	
Девонская	верхний				Урминская св. >1000 м	
Девонская	средний					
Девонская	нижний					
Силурийская	верхний	?				
Силурийская	нижний	Ярская и кежемская св. 320 м		Окинская серия >5500 м	(II) Пановская серия >2800 м	
Ордовикская	верхний	Братская св. 100-200 м				
Ордовикская	средний	Мамырская св. 100-200 м	70 м			
Ордовикская	нижний	Бадарановская св. до 100 м	25-100 м			
Ордовикская	нижний	Ийская св. 130-450 м				
Ордовикская	нижний	Устькутская св. до 370 м		?		
Кембрийская	верхний	Илгинская св. 30-200 м	Хандинская св. 170 м	Мангатгольская св. >1000 м		
Кембрийская	верхний	Верхоленская св. 350-850 м				
Кембрийская	средний	Литвинцевская св. 130-207 м		Боксонская серия: Хютенская св. 300 м		
Кембрийская	нижний	?	Ангарская св. до 553 м	Нюргатинская св. 800-950 м		
Кембрийская	нижний		Булайская св. до 130 м			
Кембрийская	нижний	Бельская св. 330-360 м		Хужиртайская св. 1800 м	Курбинская св. 2000 м	
Кембрийская	нижний	Усольская св. 330-680 м		Табинзуртинская св. >1500 м		
Венд		Мотская серия 460-750 м	800-2300 м	Забитская св. 800 м	Балбагарская св. >1500 м	
Рифей	верхний	Олхинская св. 400-650 м	Байкальская серия: Качергатская св. 1000-1800 м	Сархойская серия >3000 м		
Рифей	верхний		Улунтуйская св. 1300 м	?		
Рифей	средний		Голоустенская св. 1200 м	Хазалхинская св. 2500-3000 м		
Рифей	средний		Нуганская св. 700 м	Офиолитовый комплекс >4000 м		
Рифей	нижний	Анайская св. 1850-2650 м		Ильчирская св. >230 м		
Протерозой	нижний	Кристаллический фундамент платформы		Иркутная св. 800 м		
Архей				Кальцифиро-мигматитовые и гранитизированные комплексы бутугольской, шутхулайской и гарганской глыб		

Условные обозначения: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12

Рис. 14

Рис.14. Модель стратиграфии палеозойских отложений Саяно-Байкальской горной области.

1 - трахиандезит-трахириолитовые вулканиты; 2 - туфоконгломераты; 3 - зеленоцветные песчаниковые и песчаниково-сланцевые толщи; 4 - красноцветные терригенные и вулканогенно-терригенные толщи; 5 - вулканогенные толщи андезит-дацит-риолитового состава; 6 - сероцветные карбонатно-сланцевые и песчаниково-сланцевые толщи; 7 - известняки; 8 - доломиты; 9 - офиолиты; 10 - терригенные толщи кварцевого и олигомиктового состава; 11 - комплексы метаморфитов архея и нижнего протерозоя; 12 - разломы

Возраст сагансайрской свиты аргументирован находками отпечатков растений. Первые сборы на водоразделе рек Горлык-Гола и Китоя (Рощектаев и др., 1984) изучались С.В.Мейеном (ГИН АН СССР), который ввиду плохой сохранности растительных остатков указал на два возможных варианта датировки вмещающих пород: карбон или юра-мел (Боос, 1991). Дополнительные сборы определялись А.К.Щеголевым и Ф.А.Станиславским (ИГН АН УССР), по мнению которых "...растительные остатки представлены главным образом тонкими стволиками хвощевидных. А.К.Щеголев считает, что ...возраст заключающих их отложений не может быть древнее позднего девона. Ф.А.Станиславский отмечал, что хвощевидные были распространенными в карбоне, перми, триасе и юре, причем юрский возраст он считает маловероятным, так как в этом случае в породе были бы и остатки папоротников" (Боос, 1991).

В 1986 году в истоках рч. Серпентинит-Горхона (правый приток верхнего течения р. Горлык-Гола) в сланцах сагансайрской свиты автором была установлена новая точка с отпечатками флоры лучшей сохранности. В заключении В.А.Вахрамеева (ГИН АН СССР) указывается: "...практически все растительные остатки представлены плоскими лентовидными образованиями до 40-60 мм длиной и до 3-6 мм ширины с практически параллельными краями, принадлежащими узким лентовидным листьям или тонким стеблям. Поверхность их покрыта 5-6 параллельными жилками, не обнаруживающими дихотомии. Интервалы между жилками около 1 мм. Сохранившихся оснований или верхушек у этих растительных остатков наблюдать не удалось... Материал был просмотрен... как специалистами по растительным остаткам палеозоя (С.В.Мейен, М.В.Дуранте), так и мезозоя (В.А.Вахрамеев, И.А.Добрускина, Е.Л.Лебедев). Большинство высказалось за листовую природу этих остатков ввиду их большой мягкости и способности изгибаться почти под углом 180°. Стебли бывают обычно более жесткими, а отсюда захороненные их фрагменты более прямолинейными. Кроме того, у стеблей членистостебельных (например, неокаламитов) имеются узлы, отсутствующие на этих отпечатках. Вышеупомянутые специалисты по растениям палеозоя (С.В.Мейен, М.В.Дуранте) подтвердили, что сходных растительных остатков из палеозойских отложений они не видели. Вместе с тем в мезозое в интервале от среднего триаса до нижнего мела подобные остатки встречаются часто. Скорее всего эти остатки могут принадлежать обрывкам листьев Phoenicopsis (чекановскиевые) или узколистным Podozamites..." Устно В.А.Вахрамеев пояснил, что у него нет сомнений в мезозойском возрасте сагансайрской свиты.

В.Г.Беличенко и Р.Г.Боос убедительно показали, что из-за исключительно сложной тектонической обстановки стратиграфическую последовательность в Ильчирской зоне невозможно обосновать без широкого применения палеонтологического метода. Однако объем палеонтологических материалов пока явно недостаточен и предложенные схемы стратиграфии, в том числе В.Г.Беличенко и Р.Г.Бооса, не исчерпывают всех возможностей интерпретации геологических наблюдений. Принятая нами модель стратиграфии палеозоя СБГО позволяет наметить некоторые новые альтернативные направления стратиграфических построений. При примерно одинаковой роли толщ сходного состава в геологическом строении Ильчирской зоны и Окинского плоскогорья их распределение по стратиграфическому разрезу существенно разнится. В Ильчирской зоне литологические аналоги окинской серии намечаются на двух стратиграфических уровнях: вендском (безымянная и верхнешумакская свиты), практически не выделяемом на Окинском плоскогорье, и ордовикском (барунгольская свита). По сравнению с Окинским плоскогорьем в Ильчирской зоне прямо противоположная картина распространения палеозойских карбонатных образований. В качестве аналогов боксонской серии здесь рассматриваются только доломитовые массивы (горлыкская свита), а все существенно известняковые толщи (араошейская и толтинская свиты) датируются моложе кембрия. Напомним, что в северной части Окинского плоскогорья кембрийскими (по фауне археоциат и трилобитов) являются обширные поля известняковых отложений, а литологически сходные более молодые известняковые толщи (аналоги ухагольской и харанурской толщ) слагают значительно меньшие площади.

Вполне возможно, что при дальнейших исследованиях возраст некоторых толщ известняков в бассейне р.Китоя окажется кембрийским. Нельзя исключать резкого сужения объема и выходов безымянной свиты, диагностика которой от сагансайрской и барунгольской свит на многих участках весьма условна. Можно ожидать выделения из состава барунгольской свиты аналога хазалхинской свиты рифея. В целом стратиграфия Ильчирской зоны может оказаться значительно более сходной с установленной на Окинском плоскогорье, чем считают большинство исследователей. Представления о значительной индивидуальности геологического строения Ильчирской зоны явно нуждаются в дополнительном и очень серьезном обосновании.

3.2. Южное Прибайкалье (Хамар-Дабан и Джидинский рудный район)

Основные материалы по стратиграфии Южного Прибайкалья (до границы с Монголией) изложены в фундаментальных сводках П.И.Налетова (1961), В.Г.Беличенко (1969, 1977); А.А.Шафеева (1970), Е.П.Васильева с соавторами (1981). Легко напрашивающееся районирование Южного Прибайкалья на Хамар-Дабан (по одноименной горной системе) и Джидинскую горную страну (или рудный район) до недавнего времени единогласно объяснялось принадлежностью этих районов к различным структурным этажам (докембрийским и каледонскому соответственно).

Современные представления о расчленении осадочно-метаморфических образований Хамар-Дабана в значительной мере базируются на материалах А.А.Шафеева (1970), в соответствии с которыми выделяются шесть свит. Е.П.Васильев с соавторами (1981) объединяют эти свиты в три серии (снизу вверх): слюдянскую (култукская и перевальная свиты), хангарульскую (харагольская и безымянная свиты) и хамардабанскую (корниловская и шубутуйская свиты). Между сериями установлены резкие угловые несогласия, которым придается стратиграфическое значение. Последнее дискуссионно, по крайней мере, в отношении углового несогласия между слюдянской и хангарульской сериями, совместно испытавшими глубокий прогрессивный метаморфизм. Заслуживает внимания описание углового несогласия. "Особо дисгармоничному смятию подверглась зона сочленения слюдянской и хангарульской толщ. Для нее было характерно сложное сочетание участков сжатия и растяжения и в целом повышенный градиент давлений. Наиболее ярким проявлением этой дисгармонии являлись структуры гигантского горизонтального отслаивания, контролировавшие интенсивную складчатость течения изоклинального типа" (Васильев и др., 1981, с. 168). Представляется наиболее вероятным, что слюдянская и хангарульская серии слагали две самостоятельные тектонические пластины, совмещенные при горизонтальных деформациях земной коры. Возраст обеих этих серий скорее всего близок и не выходил за рамки позднего архея. Близость состава, метаморфизма, структурных особенностей и возраста (?) слюдянской и хангарульской серий нашла отражение в представлениях о их принадлежности к единому геологическому комплексу (Васильев и др., 1981, с. 9; Шафеев, 1970).

Несогласие на границе между хангарульской и хамардабанской сериями является не только структурным, но и метаморфическим (Васильев и др., 1981, с. 8). По устному сообщению А.А.Шафеева, на некоторых участках в тектонической зоне, осложняющей контакт между этими сериями, имеются фрагменты тел сильно развальцованных полимиктовых конгломератов (базальные? хамардабанской серии). Поэтому нельзя исключать налегания хамардабанской серии на более древних образованиях с глубоким размывом. По современным представлениям площади развития слюдянско-хангарульского комплекса ограничены южным побережьем оз.Байкал. В Центральном и Западном Хамар-Дабане слюдянская и хангарульская серии ныне не выделяются. Здесь глубоко метаморфизованные породы подчиняются общей зональности метаморфизма хамардабанской серии (Шафеев, 1970) и рассматриваются в ее составе.

Хамардабанская серия слагает обширные пространства в осевой части хр.Хамар-Дабан и прилегающие к нему хребты Хангар-Ул и Малый Хамар-Дабан. В отложениях, входящих в ее состав, "отсутствуют перерывы и угловые несогласия, а степень регионального метаморфизма, при общей тенденции к понижению вверх по разрезу, изменяется в широких пределах для всех свит, причем эти изменения в каждом отдельном случае вполне закономерны и происходят постепенно" (Шафеев, 1970, с. 11). Латерально состав и мощности свит хамардабанской серии изменяются в широких пределах. "...Какой-либо общей закономерности изменения состава и мощности... свит... нет. В каждой из свит изменения происходят по-разному" (Там же, с. 157). Отложения хамардабанской серии А.А.Шафеев (Там же, с. 157) рассматривает как типично флишоидные.

Докембрийский возраст хамардабанской серии до недавнего времени не вызывал сомнений, хотя не имел никакого конкретного обоснования (Васильев и др., 1981; Шафеев, 1970). В последние годы проведены опытные микрофаунистические и палинологические исследования отдельных образцов, давшие неожиданные результаты. В темных известняках, залегающих среди кристаллических сланцев шубутуйской свиты на правобережье р.Хангарул (южное крыло Утуликского синклинория), Ю.П.Катюха (Катюха, Рогачев, 1983) установил обломки граптолитов ордовик-силурийского облика и хитинозои Lagenochitina sp., схожие с формами, типичными для ордовика (не ниже среднего) - силура.

Очень интересные материалы получены А.В.Филимоновым и В.П.Маняхиным по Восточному Хамар-Дабану, включая Малый Хамар-Дабан. Указанные исследователи изучили опорные разрезы (с детальным картированием стратотипических местностей и ключевых участков) выделяемых здесь свит, которые А.А.Шафеев (1970) рассматривал в составе хамардабанской серии, но большинство других геологов условно относили к различным стратиграфическим уровням: нижнепротерозойскому (нарынская и цагатайская свиты), верхнепротерозойскому (астайская и темникская свиты) и кембрийскому (иройская свита). По представлениям А.В.Филимонова и В.П.Маняхина, в Восточном Хамар-Дабане все выделявшиеся ранее стратоподразделения, исключая иройскую свиту в стратотипе, относятся к одной неравномерно метаморфизованной толще значительной мощности, формировавшуюся

в единой палеотектонической обстановке в течение значительного временного интервала. Други словами, полностью подтверждается принципиальный вывод, сформулированный А.А.Шафеевым д всего Хамар-Дабана. Значительным шагом вперед является конкретизация строения упомянутой т лщи, в составе которой выделены 4 основных литокомплекса, слагающие неоднократно появляющи ся в разрезе горизонты мощностью от десятков до сотен и тысяч метров: "микститовый", терригенны терригенно-карбонатный и карбонатный. Для "микститового" литокомплекса (I) характерны разнообр зные алевросланцы, песчаники, углеродистые сланцы, фтаниты, темные известняки, тела олисто ром, крупные оползневые (?) блоки органогенных доломитов и известняков. В состав терригенного л токомплекса (II) входят ритмично-слоистые песчаники, алевролиты, различные биотитсодержащ породы. Терригенно-карбонатный литокомплекс (III) включает ритмично переслаивающиеся (от см метров) известняки, алевролиты, песчаники. Карбонатный литокомплекс (IV) сложен известнякам тонкими (мм-см) прослоями алевролитов и алевропелитов и редкими пакетами ритмичного пересла вания тех же пород. Традиционные стратоподразделения соответствуют резкому преобладанию в р резе того или иного литокомплекса или определенными комбинациями из 2-3 литокомплексов.

Темникская свита (толща - Налетов, 1961; цагатуйская свита - Шафеев, 1970; Давыдов и д 1981) представлена чередованием всех четырех литокомплексов при их мощности от десятков до с тен метров. При мощностях литокомплексов в сотни метров они часто выделялись в качестве подсв Характерно ритмоидное многопорядковое переслаивание карбонатсодержащих метапесчаников, м таалевролитов, известняков (зонально метаморфизованных до амфибол- и пироксенсодержащих кр таллосланцев, гнейсов, мраморизованных известняков, кальцифиров) на фоне общей резкой фа альной изменчивости. Мощность свиты - не менее 2000 м. Ранее условно датировалась протерозо (Шафеев, 1970), нижним (Налетов, 1961; Давыдов и др., 1981) или верхним (Беличенко, 1969) протер зоем.

Астайская свита соответствует литокомплексу II при значительных мощностях последне (порядка тысячи метров и более). На некоторых участках в состав этой свиты входят литокомплекс и II: зонально метаморфизованные метапесчаники, метаалевролиты, метаалевропелиты (сланцы би титовые, ставролит-силлиманит-гранат-биотитовые, гнейсы). Характерна многопорядковая ритми ность. Ранее в зависимости от степени метаморфизма обсуждаемые осадочные образования отно лись к двум стратиграфическим уровням: нижнепротерозойскому (хангарульская свита, толща, ком лекс - Налетов, 1961; Давыдов и др., 1981) или верхнепротерозойскому (?) в составе битуджидинск свиты (толщи) (Налетов, 1961) и самостоятельной астайской свиты (Шафеев, 1970; Давыдов и д 1981).

Цагатуйская свита отвечает комбинации II и III литокомплексов с подчиненными горизонта литокомплекса IV.

Нарынская свита в стратотипической местности соответствует литокомплексу IV при резко по чиненном значении литокомплекса III. В других местах роль III и IV литокомплексов в составе нары кой свиты примерно одинакова: зонально метаморфизованные известняки с подчиненными горизо тами ритмоидного переслаивания их с метаалевролитами и метаалевропелитами (кристаллическ известняки, кальцифиры, амфибол - и пироксенсодержащие кристаллосланцы и гнейсы), редкие пр слои биотитсодержащих и кварцитовидных пород. Мощность свиты - не менее 500 м. Ранее услов датировалась нижним протерозоем (Давыдов и др., 1981). По объему нарынская свита, видимо, отв чает большей части нижнепротерозойской (?) зун-муринской свиты (комплексу) (Налетов, 1961; См лянский, 1964).

Удунгинская толща выделена А.В.Филимоновым и В.П.Маняхиным в 1987 г. Отложения, вкл ченные в ее состав, ранее рассматривались в составе битуджидинской (Смолянский, 1964, с. 91; Н летов, 1961, с. 71-76; Давыдов и др., 1981, с. 39) и темникской (Давыдов и др., 1981, с. 40) свит верхн го протерозоя (?) или выделялись совместно с отложениями урминской толщи (см. раздел 2.2.3) в к честве иройской свиты кембрия (?) (Налетов, 1961, с. 113-115). В строении удунгинской свиты прин мают участие метаалевропелиты, метаалевролиты, углеродистые и углеродисто-кремнистые сланц олигомиктовые кварцевые и кварцитовидные песчаники, темные известняки, тонкослоистые террига но-карбонатные породы, тела олистостром, крупные останцы органогенных доломитов и известняко Мощность свиты - до первых тысяч метров.

Находки органических остатков во флишоидной толще Восточного Хамар-Дабана пока един чны. На участке Удунга в "микститовом" комплексе (I) в блоках органогенных доломит В.И.Алексеевым, а позднее В.П.Маняхиным и А.В.Филимоновым собраны остатки кембрийских во рослей ? Epiphyton sp. и др. (определения К.Б.Корде). На этом же участке из известняков литокомпл ксов I и III Ю.П.Катюха извлек (химическое препарирование) единичные хитинозои (определени А.М.Обута), которые, как известно, появляются не раньше ордовика. В породах литокомплексов участка Хоштогол и III участка Мордетуй К.Б.Корде установила остатки грибов, по ее мнению, харак рных для нижнего палеозоя.

Некоторая дополнительная информация получена Л.Н.Неберикутиной, Р.С.Холмовой и Т.И.Плотниковой при палинологических исследованиях. В отложениях темникской свиты участков Модетуй и Мал.Убукун встречены акритархи Leiosphaeridia, Lophosphaeridium (распространены от протерозоя до кайнозоя), Leiovalia; Micrhystridium, Baltisphaeridium, Cymatiosphaera, Pterospermella, Ovulum (появляются с кембрия) и единичные хитинозои. На участке Хоштогол удалось выделить только акритархи. По данному материалу можно предположить, что вмещающие породы не древнее кембрия (ордовика?). В темникской свите участков Темник, Хасуртай, Улал-Дзай, Удунги дополнительно установлены акритархи Bacisphaeridium (отмечается с ордовика) и трилетные формы Leiotriletes, Acanthotriletes, Retusotriletes (встречаются с силура). Отмечены хитинозои и сколекодонты. Возраст этой части разреза, вероятно, не древнее силура. Сходный, но более обедненный комплекс микрофоссилий установлен в иройской (участок Иро-2), цагатуйской (участки Барун-Алцаг, Зун-Гол, Зун-Турей) и нарынской (участок Гечетуй) свитах. Он представлен акритархами Cymatiosphaera, Ovulum, Tasmanites (появляются в кембрии), единичными зернами трилетных форм Leiotriletes, Lophotriletes, Acanthotriletes (отмечаются с силура) с единичными сколекодонтами. Эти данные позволяют предполагать, что возраст вмещающих отложений не древнее силура.

Учитывая, что урминская толща, венчающая разрез Восточного Хамар-Дабана, датируется средним-верхним девоном (см. раздел 2.2.3.), возраст хамардабанской серии сейчас намечается (с большой долей условности) в интервале кембрий - низы девона. Сопоставления хамардабанской и олинской серий представляются вполне корректными.

Стратиграфия Джидинской горной страны является своеобразным образцом малой конструктивности традиционных методов стратиграфических построений в складчатых областях. После открытия Джидинского вольфрамо-молибденового месторождения район интенсивно изучается уже свыше 50 лет. По общему объему проведенных геологических работ Джидинская горная страна заметно опережает другие районы СБГО, однако предлагаемые варианты стратиграфического расчленения на редкость противоречивы (Налетов, 1961; Смолянский, 1964; Беличенко, 1969 и др.) и в целом плохо согласуются со схемами стратиграфии сопредельных территорий и нашей моделью стратиграфии палеозоя СБГО . Наиболее существенными особенностями геологического строения Джидинского района являются широкое распространение осадочно-эффузивных образований, датируемых нижним кембрием и в таких масштабах в пределах Саяно-Байкальского нагорья больше нигде не выделяемых, а также незначительные объемы карбонатных отложений, причем неясного стратиграфического положения. В середине 80-х годов при крупномасштабном геологическом картировании (В.Д.Баянов, А.Г.Языков) в основании разреза условно помещалась **оронгодойская свита** (известняки, карбонатно-слюдистые сланцы и метапесчаники) предположительно вендского возраста, в междуречье Хохюрта-Оронгодой слагающая блок северо-западной ориентировки. Выходы этой свиты отделены серией разрывных нарушений как от площади развития битуджидинской свиты хамардабанской серии, находящейся севернее, так от фаунистически охарактеризованого кембрия. Предполагалось, что выше в стратиграфической колонке находится **хохюртовская свита**. Ее нижняя подсвита представлена известняками и карбонатными сланцами с линзами порфиритов. Верхняя подсвита сложена порфиритами, спилитами, туфоконгломератами и туфобрекчиями с линзами известняков. Расчленение хохюртовской свиты на подсвиты дискуссионно. В.Г.Беличенко (1977) указывает на сильную фациальную изменчивость свиты по простиранию и считает более правильным выделять градации. В известняках хохюртовской свиты установлены остатки археоциат и водорослей раннекембрийского возраста. На хохюртовской свите согласно залегает палеонтологически немая флишоидная терригенная **джидинская (хасуртинская) свита**. Завершает разрез **долон - модонская свита** (туфы, туфопесчаники, туфобрекчии, туфогравелиты с прослоями и линзами туфоконгломератов), залегающая с угловым несогласием.

Предварительные палинологические исследования (Л.Н.Неберикутина, Р.С.Холмовая) дали материалы, допускающие возможность иных пространственных соотношений между стратоподразделениями Джидинской горной страны. На данной стадии изученности состав микрофоссилий из отложений нижнехасуртинской (участок Цеже), среднехасуртинской (участки Улентуй и Амойха) и среднеджидинской (участок Цеже) подсвит идентичен. Здесь встречены акритархи Leiovalia, Leiofusa, Micrystridium, Baltisphaeridium, Gleoecapsomorpha, появляющиеся впервые в кембрии.

Состав микрофоссилий из битуджидинских (участки Сангина, Барун-Зеринка, Дурехен, Барун-Гол, Бунду-Гол, Exe-Мыла), оронгодойских (участки Мулустуй, Дунду-Гол, Барун-Гол, Exe-Мыла), джидинских (участки Шара-Бильчир, Хутурхей), верхнеджидинских (участок Цеже) и долон-модонских (участок Долон-Модон) отложений сходен. Кроме выше перечисленных родов акритарх здесь встречены Dictyotidium, Pterospermella, Ovulum, Tasmanites (известны с кембрия), трилетные формы Leiotriletes, Lophotriletes, Retusotriletes (появляются с силура), хитинозои и сколекодонты (распространены с ордовика). На основании этих материалов можно предполагать, что возраст вмещающих пород, вероятно, не древнее силура.

При подтверждении палинологических датировок наиболее обоснованными станут иные, принципиально новые варианты стратиграфических построений. В частности, среди существенно вулкано-

генной части хохюртовской свиты могут оказаться аллохтонные тектонические пластины (аналоги ха залхинской свиты), испытавшие значительные горизонтальные перемещения. Битуджидинская, орон годойская, джидинская (хасуртинская) свиты, не исключено, представляют собой разные части едино мощного флишоидного комплекса, литолого-стратиграфического аналога окинской серии ордовика девона (?) Восточного Саяна. Кстати, представления о принадлежности битуджидинской, оронгодой кой и палеонтологически немых полей хохюртовской свиты к одному комплексу ранее уже выдвига лись, но на другой основе - в результате изучения литологии и метаморфизма (Шафеев, 1970, с. 16 161). При этом упомянутый комплекс рассматривался А.А.Шафеевым как верхняя часть докембрий кой хамардабанской серии, а В.Г.Беличенко с соавторами (1966) датировался вендом как начинающи разрез палеозоя. Подчеркнем: никаких конкретных данных для датировки обсуждаемых отложений в т время не было. Они появились позже. На современном этапе исследований наша модель стратигра фии палеозоя СБГО наиболее последовательно объясняет факты, установленные в Хамар-Дабане Джидинской горной стране, но интерпретация пока не выходит за рамки рабочей гипотезы. Нужны ц ленаправленные полевые исследования.

3.3. Витимское плоскогорье

Явное сходство основных особенностей геологического строения Витимского плоскогорья За падного Забайкалья и Окинского плоскогорья Восточного Саяна подчеркивается всеми исследовате лями, работавшими в обоих районах. В частности, В.Г.Беличенко (1977) включала их территории в со тав раннекаледонской "известняковой геосинклинали". Однако, если схема стратиграфии Окинско плоскогорья за последние 25 лет претерпела радикальные изменения, то дискуссия по Витимском плоскогорью идет на уровне конца 60-х годов (Булгатов,1983). Некоторые коррективы традиционны представлений, базирующиеся на немногочисленных находках палеозойской биоты, пока не перерос ли в новую концепцию геологического строения Витимского плоскогорья. В создавшейся ситуации мо дель стратиграфии палеозоя СБГО может сыграть роль идейного катализатора. Действительно, упо мянутая модель позволяет легко наметить альтернативную схему стратиграфии Витимского плоског рья, соответствующую всем достаточно надежным наблюдениям и палеонтологическим материалам.

Принципиальное значение имеет установление палеозойских карбонатных толщ моложе кем рия в бассейнах рек Курбы (Далматов, Ветлужских, 1994) и Бамбуйки (Минина, Гусаревич, 1994). По тому выделение на Витимском плоскогорье (рис. 15) венд-нижнекембрийского карбонатного марке сейчас целесообразно ограничить участками с находками органических остатков этого диапазона. Ис лючения заслуживают только выходы тилимской (ороченской) свиты от окрестностей пос. Багдарин д верховья р.Усой. Для остальных палеонтологически немых карбонатных образований Витимского пл скогорья нельзя исключать иного возраста.

Разрозненные поля венд-кембрийских карбонатных отложений на Витимском плоскогорье гру пируются в две полосы с торцовым сочленением. Одна полоса с азимутом простирания СВ 60° тра сируется параллельно рекам Чине и Витимкану (Карафтит-Багдаринская структурно-формационна зона). Вторая полоса (Турка-Икатская структурно-формационная зона) протягивается по аз. СВ 30° р.Турки вдоль Икатского хребта до истоков р.Ципы (параллельно биссекторной зоне В.П.Арсентьева 1966). В пределах Карафтит-Багдаринской зоны венд-нижнекембрийские отложения картируются к **ороченская** (Багдаринский район) и **тилимская** (истоки р.Витим) **свиты**. Ороченская свита сложен практически одними светлыми доломитами. В составе тилимской свиты кое-где в заметных количес вах присутствуют известняки. Остатки нижнекембрийской фауны в ороченской свите найдены только окрестностях пос. Троицкого (левобережье верхнего течения р.Чины) в небольшом тектоническо блоке, сложенном доломитами (Бутов, 1972а). В шлифах, отобранных из коренных обнажений на в доразделе кл.Безымянка и р.Сивакон, описаны археоциаты плохой сохранности Archalynthus(?) sp Tumuliolynthus(?) sp., срезы трилобитов, остатки трубчатых червей из отряда Hiolitheluintes. В отвала золотоискателей по кл.Безымянке найдены глыбы с археоциатами Ajacicyatus ex gr. transitorius Voron (MS), Coscinocyathidae gen. ind., Irregularia-Dictyocyatus(?) sp. и многочисленными срезами трилобито По заключению М.М.Язмира (Бурятское геологическое управление), указанные органические остат характерны для алданского надъяруса нижнего кембрия. К сожалению, точное положение этой наход в общем разрезе ороченской свиты неясно.

В Турка-Икатской зоне венд-нижнекембрийские карбонатные отложения наиболее деталь изучены по р.Ямбуй (правобережье р.Турки), где они выделены в **курбинскую свиту**, сложенную пр имущественно известняками (рис. 9). По данным Б.А.Далматова, в средней части курбинской сви собраны археоциаты Coscinocyathus ex gr. diantus Born., C. sp., Transuasocyathus cf. subtumulat Thur., Tumulocuathus sp., Ajacicyathus sp., Archaeolinthus sp., Ar. cf. sibiricus (Toll), Ar. ex gr. pola Vologd., Uralocyathus sp., Robustocyathus ex gr. polyseptatus Vologd., Ajacicyathidae fam. indet. Прив денный комплекс сопоставим, по мнению М.М.Язмира, с боградским Саяно-Алтайской складчатой о ласти. Верхний возрастной предел курбинской свиты ограничен алданским надъярусом нижнего кем

рия, т.к. ленскому надъярусу отвечает нижняя подсвита вышележащей пановской свиты (см. раздел 2.2.2.).

Непосредственно севернее р.Турки на расстоянии нескольких десятков километров стратифицированные образования сохранились лишь в виде мелких ксенолитов в интрузивных массивах. Крупные поля осадочных пород появляются только на южном окончании Икатского хребта, трассируясь с разрывами (интрузии) в северо-восточном направлении до бассейна р.Катеры, стратотипической местности катерской серии.

Карбонатные отложения южной части Икатского хребта выделены в **укшиканскую свиту**. Из-за интенсивной разрывной тектоники и ограниченности биостратиграфических данных расшифровка ее разреза дискуссионна. По мнению Б.А.Далматова, наиболее вероятно, что укшиканская свита объединяет три фрагмента стратиграфического разреза. Самый нижний фрагмент разреза сложен окремнелыми известняками мощностью первые сотни метров, в которых в бассейне р.Укшикан и верховьях руч.Биракан в 1982-1984 гг И.Г.Кременецкий обнаружил археоциаты Robustocyathus (?) sp. и Tumulocyathus (?) sp., из-за плохой сохранности которых возрастной интервал вмещающих пород пока определяется как нижний кембрий без уточнения до надъярусов.

Стратиграфически выше помещаются доломиты светлые (более 650 м) с линзами внутриформационных конглобрекчий. Органические остатки не установлены.

К верхней части (более 680 м) укшиканской свиты Б.А.Далматовым отнесены доломиты, известняки, сланцы карбонатные, кремнисто-карбонатные, углеродистые и др. В этом интервале встречены Leiosphaeridia (проходит от протерозоя до кайнозоя), Leiovalia, Cymatiosphaera, Dictyotidium (отмечается с кембрия). Во многих пробах присутствуют единичные хитинозои, в двух - сколекодонты, что послужило основанием для предположения о возрасте отложений этой части укшиканской свиты не древнее ордовика.

Фаунистически охарактеризованные нижнекембрийские карбонатные отложения центральной части Икатского хребта (по р.Икат-Гаргинский) описаны в разделе 2.2.2.

Твердо доказанный нижний кембрий на Витимском плоскогорье имеется еще на одном участке - в бассейне р.Давыкши (левобережье р.Витимкан), стратотипической местности давыкшинской свиты (рис.15). Ее нижняя часть (550-600 м) сложена, по данным В.В.Васильченко (1973), серыми до черных известняками, содержащими археоциаты плохой сохранности, фрагменты трилобитов (срезы в шлифах), спикулы губок, хиолиты, ходы илоедов. Стратиграфически выше разрез свиты представлен светлыми доломитами (более 3000 м), в отдельных горизонтах с микрофитолитами и строматолитами. В северо-западном направлении (к Икатскому хребту) в составе давыкшинской свиты возрастает роль известняков.

На северо-западе Витимского плоскогорья (севернее р.Икат-Витимканский) карбонатные образования представлены в основном тонкополосчатыми известняками, иногда переходящими в тонкое переслаивание известняков и алевролитов. Ранее эти отложения рассматривались в составе икатской или баргузинской свит, сейчас их обычно включают в состав давыкшинской свиты. В нескольких точках в известняках В.В.Васильченко обнаружены остатки трилобитов (срезы в шлифах). В береговых обнажениях по р.Верхней Ципе в районе устья ее левого притока р.Ипоконо Г.К.Казазаев отобрал образцы, в которых К.Б.Корде установила остатки червей сем. Aphroditidae, сходных со встречающимися в кембрии-ордовике.

Особенности фациальных изменений венд-кембрийского карбонатного маркера на Витимском плоскогорье в принципе сходны с установленными для Окинского плоскогорья. От Багдаринского района, где этот маркер сложен исключительно одними доломитами, в западном направлении в его составе появляются в возрастающем количестве известняки. Последние преобладают в пределах Турка-Икатской зоны, причем характерна тонкая слоистость с появлением на некоторых участках флишоидного переслаивания известняков, различных сланцев, алевролитов и песчаников. По аналогии с Окинским плоскогорьем можно прогнозировать скольжение верхней возрастной границы венд-кембрийского карбонатного маркера от верхов алданского надъяруса до среднего кембрия (амгинский надъярус включительно? и выше?). На Витимском плоскогорье установлено выклинивание упомянутого карбонатного маркера по простиранию как частичное (по р.Икат-Гаргинский, см. раздел 2.2.2.), так полное, примером которого служит разрез по р.Кыдымит, изученный И.Г.Кременецким (1982). Особая значимость последнего разреза определяется его палеонтологической характеристикой.

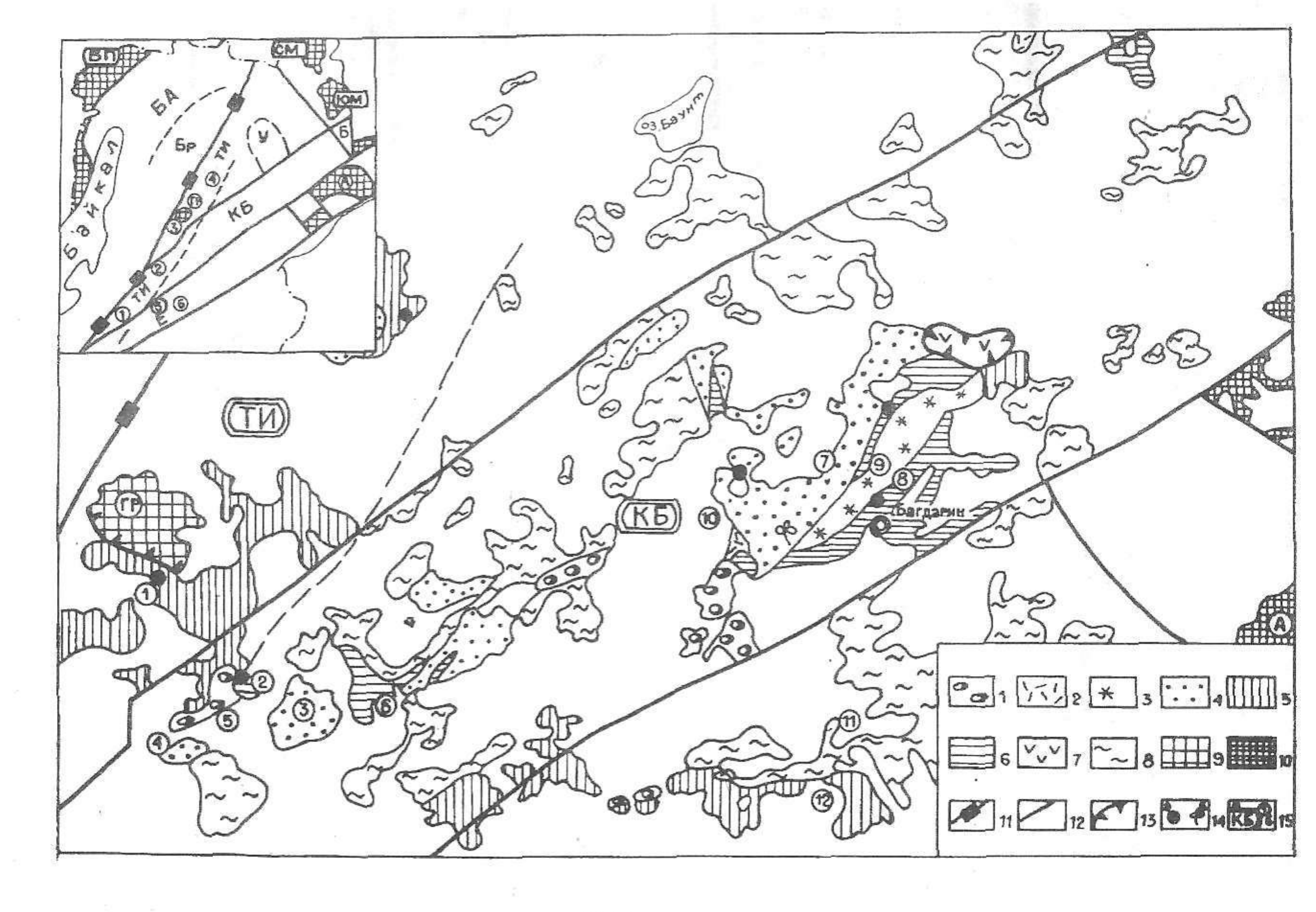

Байкал
БА
Бр
ТИ
КБ
СМ
ЮМ
Б
У
ТИ
ГР
КБ
оз.Баунт
Багдарин
А
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

Рис. 15

Рис. 15. Схема распространения докайнозойских стратифицированных образований в северной части Витимского плоскогорья. Масштаб 1 : 1 000 000.

1-8 - палеозой (?): 1-2 - бурундинская свита: 1 - полимиктовые конгломераты; 2 - вулканиты кислого состава; 3 - багдаринская свита; 4 - точерская свита; 5 - икатская свита и ее литологические аналоги; 6 - тилимская свита; 7 - марганценосные карбонатно-вулканогенные отложения; 8 - суванихинская свита и ее метаморфические аналоги; 9 - раннепротерозойская Гаргинская "глыба" (Гр); 10 - Амалатская (А) "глыба" архея; 11 - биссекторная зона (Арсентьев, 1966); 12 - глубинные разломы; 13 - тектонические покровы; 14 - находки остатков фауны (а) и наземной флоры (б); 15 - местоположение раннепалеозойских: а) структурно-формационных зон: Карафтит-Багдаринской (КБ), Турка -Икатской (ТИ); б) стратотипов свит: 1 - икатской, 2 - давыкшинской, 3 - ивановской, 4 - сванихинской, 5 - бурундинской, 6 - тилимской, 7 - точерской, 8 - ороченской и якшинской, 9 - багдаринской, 10 - сивоконской, 11 - талалинской, 12 - хойготской.

Врезка. Схема структурно-формационного районирования северной половины Бурятии в раннем палеозое.

Структурно-формационные зоны: Бирамьино-Верхне-Ангарская (БА), Баргузинская (Бр), Турка-Икатская (ТИ), Еравнинская (Е), Карафтит-Багдаринская (КБ), Уакитская (У), Бамбуйская (Б).

Срединные и краевые массивы: Байкало-Патомский (БП), Северо-Муйский (СМ), Южно-Муйский (ЮМ), Амалатский (А), Гаргинский (Гр). Местоположение характерных разрезов, упоминаемых в разделе 2.3.3.: 1) р.Турка, 2) р.Ушикан, 3) р.Икат-Гаргинский, 4) р.Верхняя Ципа, 5) верховья р.Кыдымит, 6) р.Олдында и Еравнинский рудный район

Обсуждаемые стратифицированные образования слагают в верховьях р.Кыдымит несколько изолированных полей размером от 5 до 80 кв.км. Из-за сильного метаморфизма пород они ранее относились к суванихинской свите верхнего протерозоя. В настоящее время наметилось их расчленение на две толщи. Нижняя, терригенно-эффузивная (3500 м), представляет собой сложное переслаивание кристаллических сланцев различного состава (кварц+плагиоклаз+биотит+мусковит; кварц+биотит+актинолит; эпидот+биотит+мусковит), метапесчаников, метагравелитов, дацитовых и андезитовых порфиритов, туфов и туфолав преимущественно среднего состава. В междуречье Сосновский ручей - Хортяк в верхах терригенно-эффузивной толщи в вулканомиктовых гравелитах найдены остатки археоциат Dictiocyathus (?) sp., Protopharetra (?) sp., Degeleticyathus (?) ex gr. dalmatovi Jazmir., Ajacicyathus sp., свидетельствующие о нижнекембрийском возрасте вмещающих пород (определения М.М.Язмира, ВНИИГеолнеруд).

Верхняя толща терригенная. Ископаемая фауна в ней обнаружена в трех точках. На водоразделе ручьев Хортяк - Александровский в коренном обнажении амфибол-пироксеновых пород найдены остатки мшанок рода Ceramopora, известного с нижнего ордовика до девона, особенно широко распространенного в ордовике (заключение И.П.Морозовой, ПИН АН СССР). На левобережье ручья Эпидотовый в делювиальных глыбах полевошпат-эпидот-пироксеновых сланцев встречены перекристаллизованные кораллиты с остатками табулятоморфных кораллов кембрийско (?)-ордовикского возраста (заключения Б.В.Преображенского, Центральная тематическая экспедиция Северо-Восточного ТГУ и Н.М.Чудиновой, ПИН АН СССР). На правобережье р.Кыдымит на водоразделе ручьев Хакусы - Ара-Заза в коренном выходе темно-зеленых полосчатых амфибол-пироксеновых пород обнаружены остатки стенки сифона цефалоподы из отряда Discosorida. Время существования отряда - ордовик-девон, форма близка к ордовикским представителям (заключение Ф.А.Журавлевой, ПИН АН СССР). Перерывы и угловые несогласия в осадочно-метаморфических отложениях верхнего течения р.Кыдымит не установлены, поэтому с некоторой долей условности принимается, что стратиграфический разрез здесь непрерывен от венда (возможно, рифея) и, по меньшей мере, до силура. Таким образом, данный разрез можно рассматривать как одно из доказательств ограниченного площадного распространения венд-кембрийского карбонатного маркера.

В 20 км восточнее, в бассейне р.Олдынды (правый приток р.Кыдымит в ее нижнем течении), двухчленное строение нижнепалеозойского разреза становится более контрастным (Бутов и др., 1969а). Его нижняя часть, картируемая как **олдындинская свита** (около 3000 м), сложена эффузивами кислого и среднего, реже основного состава и их туфами при подчиненном значении линз биогермных известняков и прослоев терригенных пород. По обильным сборам археоциат и водорослей олдындинская свита (нижняя граница не известна) отвечает алданскому и нижней половине ленского надъярусов нижнего кембрия (Язмир и др., 1975, с.12). Стратиграфически выше согласно(?) залегает терригенная **химгильдинская свита** (более 2900 м), расчленяющаяся на две подсвиты: нижнюю алевролито-сланцевую и верхнюю песчаниково-конгломератовую. Органические остатки в химгильдинской свите не выявлены. Условно ее можно датировать интервалом верхняя половина ленского надъяруса - ордовик (силур?).

На правобережье р. Витим на химгильдинской свите с размывом и резким угловым несогласием лежит красноцветная терригенная **исташинская свита** дискуссионного возраста (верхняя половина палеозоя? мезозой?).

Площади распространения олдындинской свиты, вмещающей крупное Озерное колчеданно-полиметаллическое и ряд других месторождений (Еравнинский рудный район), интенсивно изучаются

свыше 30 лет. Стратиграфия и палеонтологическая характеристика стратифицированных образований этого района детально описаны во многих публикациях (Язмир и др., 1975; Васильев, 1977; Царев, Фирсов, 1988 и др.), дублировать которые нет смысла.

Нижний контакт венд-кембрийского карбонатного маркера в Карафтит-Багдаринской зоне описан в единственном обнажении по руч.Березовому (левый приток р.Мал.Амалат), где П.В.Осокин наблюдал согласное налегание небольшого останца доломитовой толщи на подстилающие терригенные породы. Однако принадлежность упомянутых доломитов к венд-кембрийской ороченской свите условна.

В Турка-Икатской зоне только в бассейне р.Давыкши можно предполагать постепенный переход между карбонатным маркером и подстилающим существенно карбонатным флишоидом. В остальных случаях нижний контакт венд-кембрийских карбонатных толщ или не вскрыт, или осложнен разрывными нарушениями.

Стратиграфически согласные отношения венд-кембрийского карбонатного маркера с перекрывающими карбонатно-сланцевыми (икатская и якшинская свиты) и существенно терригенными (пановская свита) отложениями описаны в разделе 2.2.2. и публикациях (Осокин, 1959; Бутов и др., 1969). Эти материалы частично использовались для обоснования соответствующего фрагмента модели стратиграфии палеозоя СБГО, полностью вписываясь в последнюю.

Ключевой является проблема положения в сводном стратиграфическом разрезе зеленоцветных терригенных, локально-терригенно-вулканогенных отложений, на Витимском плоскогорье пользующихся наиболее широким площадным распространением (сивоконская, точерская, суванихинская, асынская и др.свиты). Контакты этих отложений с палеонтологически охарактеризованными стратоподразделениями повсеместно тектонические, а находки в них органических остатков пока ограничены бассейном р.Ауник (левый приток р.Мал.Амалат). На правом борту ее долины в 1,5 км ниже слияния истоков реки в среднезернистых массивных песчаниках точерской свиты М.В.Федоров (Федоров и др., 1986) нашел отпечатки растений плохой сохранности. В заключении Н.М.Петросян (ВСЕГЕИ), любезно переданном нам М.В.Федоровым, описаны "...плохой сохранности отпечатки коры плауновидных с мелкими продолговатыми листовыми подушками. Последние не всегда четко выражены, часто сильно деформированы, но общий облик коры плауновидного растения на нескольких образцах выражен достаточно четко. Плохая сохранность деталей строения листовых подушек не позволяет определить точную таксономическую принадлежность отпечатков. ... В.А.Ананьевым (г.Томск), знатоком древних плауновидных Сибири, ...подтверждена принадлежность этих отпечатков плауновидным с мелкими листовыми подушками. Подобной сохранности материал часто встречается в изучаемых им коллекциях из отложений верхнего девона - нижнего карбона". К заключению были приложены три четкие фотографии отпечатков растений из точерской свиты. В сообщении о данной находке указывается, что "... еще в 1979 г., в 300 м выше по течению, И.Н.Тихомировым были отобраны мелкозернистые песчаники, из которых сотрудниками ВСЕГЕИ выделены единичные конодонты ордовика-силура. Таким образом, находка остатков растений и конодонтов позволяют уточнить возраст точерской свиты и датировать ее силуром-девоном" (Федоров и др., 1986, с.49-50). Эти палеонтологические материалы прекрасно увязываются с нашей моделью стратиграфии палеозоя СБГО, подтверждая, что зеленоцветный существенно терригенный комплекс Витимского плоскогорья является литолого-стратиграфическим аналогом окинской серии Восточного Саяна. Соответственно его верхний возрастной предел прогнозируется на уровне середины карбона. Предполагается, что из состава точерской и некоторых других свит будут выделены тектонические пластины, сложенные в основном вулканитами - аналоги хазалхинской свиты. Например, такой пластиной может оказаться продуктивная пачка Талой-Усойского железо-марганцевого месторождения, выглядящая инородным телом в геологическом разрезе Талой-Усойского междуречья. Еще одно принципиально важное следствие из модели стратиграфии палеозоя СБГО: орогенные образования, с размывом и угловым несогласием венчающие разрез (бурундинская и другие свиты), должны иметь возраст не древнее позднего карбона. Думается, что богатые и разнообразные палинологические комплексы верхнего карбона-перми, об установлении которых в отдельных образцах пород ороченской и якшинской свит сообщал П.В.Осокин (1959), были вмыты в них по трещинам при накоплении орогенных толщ. Впрочем, другие палинологические материалы по Витимскому плоскогорью для согласования с нашей моделью стратиграфии требуют более сложной интерпретации. В частности, В.Ф.Никольский с соавторами (1984) описали в породах багдаринской свиты навифузо-лейовалиевый комплекс акритарх, указывая, что по нему возраст вмещающей толщи "... определить пока сложно, так как представители перечисленных родов имеют широкое вертикальное распространение (нижний кембрий-девон)". При обосновании возраста учтено наличие других видов акритарх, в первую очередь маргинатных форм, широко распространенных в вендских отложениях южной части Сибирской платформы и в нижнекембрийских отложениях Восточно-Европейской платформы. Значимость последнего аргумента подчеркивается отсутствием в исследованных образцах форм микрофоссилий, руководящих для позднекембрийского-девонского времени. В результате указанные исследователи пришли к выводу о возрасте багдаринской свиты не моложе раннего кембрия. На наш взгляд,

этот вывод дискуссионен. Он может оказаться правильным только в случае залегания багдаринской свиты в тектоническом покрове, так как палеозойский (Є₁- D) возраст стратоподразделений (ороченская, якшинская, точерская свиты), выше которых (структурно) лежит багдаринская свита, обоснован гораздо более весомыми аргументами (фауна, флора). С другой стороны, нельзя исключать, что маргинатные формы являются переотложенными при размыве в багдаринское время более древних венд-раннекембрийских толщ. Другими словами, имеющиеся палинологические материалы недостаточны для однозначной датировки багдаринской свиты и пока не позволяют определить ее место в геологическом разрезе района.

Перемывом из более древних толщ можно объяснить девонский комплекс микрофоссилий, установленный О.Р.Мининой в бурундинской свите р.Акул (южное окончание Икатского хребта). По данным В.И.Дубченко, геологический разрез последней здесь имеет следующий вид (снизу вверх):

I. Аркозовые песчаники (смещенные продукты коры выветривания по гранитоидам баргузинского комплекса) - 10-15 м.

2. Темно-серые валунно-галечные конгломераты с маломощными (до 0,5 м) прослоями и линзами гравелитов, грубозернистых песчаников и алевролитов. В составе обломков базальных конгломератов преобладают подстилающие породы - около 500 м.

3. Тонкое переслаивание темно-серых и зеленовато-серых тонко-параллельно-слоистых алевролитов и темно-серых мелкозернистых песчаников - примерно 400 м.

4. Риолито-дацитовые лавы и литокристаллические туфы с маломощными прослоями туфогравелитов и туфоконгломератов. Вулканиты слагают небольшое (4 кв.км) поле в верховьях реки Акул - 600 м.

Суммарная мощность свиты порядка 1,5 км.

Микрофоссилии, установленные в породах бурундинской свиты, представлены акритархами Leiosphaeridia sp., Micrbystridium sp., Dictyotidium sp., Baltisphaeridium sp. и спорами высших растений Emphanisporites erraticus Mc. Gr., Leiotriletes aff. parvum Naum., Retusotriletes sp., Acantotriletes sp., Dictyotriletes sp., Lophotriletes sp. Учитывая наличие спор, характерных для нижнего девона, О.Р.Минина предполагает, что формирование бурундинской свиты происходило не раньше девона. Этот вывод не противоречит нашим построениям (возраст бурундинской свиты не древнее позднего карбона), хотя и не подтверждает их. Впрочем, если даже в данном случае положение нижней границы орогенных образований окажется иным, чем в предлагаемой модели стратиграфии палеозоя СБГО, то это будет не доказательством необходимости отказа от данной модели, а лишь ценным дополнением к ней.

3.4. Южно-Муйский хребет

Существующие представления по стратиграфии центральной части Южно-Муйского хребта (бассейн р.Уакит) создают впечатление о значительной индивидуальности геологического развития района (Салоп, 1964; Бутов, 1972б). Однако бросается в глаза, что здесь (рис. 16) развиты практически все толщи, характерные для Витимского плоскогорья, но принята иная их стратиграфическая последовательность (рис. 2 и 5). Последняя не подкреплена надежными наблюдениями стратиграфических контактов между стратоподразделениями, а также биостратиграфическими материалами, пока имеющимися только для одной юктоконской свиты - бесспорного аналога боксонской серии. Другими словами, традиционная схема стратиграфии является фактически умозрительной. Модель стратиграфии палеозоя СБГО дает возможность наметить иную схему стратиграфии, при которой отличия от более изученных районов становятся несущественными. Для этого достаточно поместить выше юктоконской свиты сопряженные мухтунную (песчаники, конгломераты, сланцы, кислые эффузивы и их туфы) и нерундинскую (темно-серые до черных известняки, подчиненно доломиты, сланцы, изредка песчаники) свиты. Так как нормальные стратиграфические соотношения юктоконской свиты с подстилающими и перекрывающими отложениями не известны, подобная операция вполне корректна. Взаимоотношения между мухтунной и нерундинской свитами можно рассматривать как аналог зоны перехода между окинской серией и ухагольской (харанурской) толщей Восточного Саяна. С этих позиций легко объяснимы устные сообщения о находках в бассейне р.Уакит проблематичных остатков фауны. В 1963 г. в россыпи у подошвы скальных обнажений известняков нерундинской свиты по правому берегу р.Уакит автор нашел отпрепарированные образования, внешне очень напоминающие фрагмент колонии кораллов. Однако из-за большой примеси углеродистого вещества шлиф оказался непрозрачным, после чего интерес к образцу был утрачен и он, в конце концов, затерялся. Б.А.Далматов сообщил автору, что В.И.Алексеев показывал ему образцы песчаников с многочисленными мелкими остракодами, отобранные по руч.Мухтунному (стратотипическая местность одноименной свиты). Он собирался отправить их на определения. После гибели В.И.Алексеева этих образцов в его коллекции не оказалось и их судьбу установить не удалось.

Санская серия (песчаники, конгломераты), с размывом и угловым несогласием перекрывающая отложения укитской серии, в соответствии с моделью стратиграфии должна иметь возраст не древнее позднего карбона. Л.Н.Неберикутина проанализировала палинологические материалы Л.А.Коваленко (Коваленко, Язмир, 1969), которые использовались для обоснования средне-позднекембрийского возраста санской серии. Основной вывод: слабая насыщенность и обедненность проб не позволяли давать столь узкие возрастные диапазоны, какие были указаны Л.А.Коваленко в качестве "подтверждения" принятых тогда схем стратиграфии.

Эволюция представлений на расчленение палеозойских отложений в восточной части Южно-Муйского хребта (бассейн р.Бамбуйки, рис.5) в последние годы пошла по пути, уже пройденному в Бурятском Восточном Саяне. Появились данные о наличии здесь карбонатных образований моложе кембрия и существенно терригенных толщ ордовик-девонского возраста (Минина, Гусаревич, 1994). Однако полученные новые материалы во многом носят предварительный характер, нужны дополнительные исследования.

Альтернатива традиционным стратиграфическим построениям, намечаемая для Южно-Муйского хребта с помощью модели стратиграфии, выглядит перспективной и заслуживает самой тщательной проверки.

3.5. Ангаро-Баргузинская горная страна

Стратифицированные образования широко распространены в Ангаро-Баргузинской горной стране (рис. 17). Предложенные многочисленные схемы стратиграфии исходят из определяющей роли складчатых дислокаций в геологической структуре района (Салоп, 1964; Беличенко, 1977). Несмотря на редкостное разнообразие этих схем, ни одна из них не вписывается в нашу модель стратиграфии. Наиболее близка к последней схема стратиграфии, разработанная недавно Б.А.Далматовым с учетом материалов И.Г.Кременецкого по няндондинской свите (рис. 18).

В вершине руч.Лев. Симинда (Баргузинский хр.) в известняковой пачке верхов няндондинской свиты последним собрана коллекция образцов с органическими остатками. В шлифах Г.А.Воронцовой описаны фрагменты водорослей Epiphytoh (?) born., Renalcis (?) Vologdin, характерных для нижнего кембрия. Установлены также микрофитолиты с водорослевой микроструктурой Osagia njandonica Voroncova f. nov., известные из отложений не древнее нижнего кембрия. Во многих шлифах содержатся микрофитолиты Osagia chgarchaica Voroncova f. nov., описанные в отложениях хужиртайской свиты Восточного Саяна (алданский надъярус нижнего кембрия). По мнению Г.А.Воронцовой, З.А.Журавлевой и Э.И.Родионовой, проанализировавшим весь материал, возраст вмещающих отложений няндондинской свиты нижнекембрийский.

Основным недостатком схемы Б.А.Далматова является стремление рассматривать нижнекембрийскую бирамьинскую свиту и катерскую серию, в средней части которой находится няндондинская свита, как вертикальную стратиграфическую последовательность. При этом вся катерская серия помещается ниже бирамьинской свиты, что, учитывая объем баргузинской свиты, легко уязвимо для критики. Ситуация изменится, если предположить, что бирамьинская свита залегает в тектоническом покрове и с выходами пород катерской серии совмещена в результате горизонтальных перемещений. Преобладание доломитов в составе бирамьинской свиты, а известняков - в катерской серии в этом случае объясняется через латеральную смену фаций. Другое важное следствие - верхний предел катерской серии может быть значительно выше бирамьинской свиты. Другими словами, карбонатная седиментация (баргузинская свита) здесь была не только однотипной, но, возможно, столь же длительной, как в центральной части Икатского хребта (см. раздел 2.3.3.).

3.6. Проблемы корреляции разрезов

Использование предложенной модели стратиграфии палеозоя СБГО приводит к остро дискуссионным выводам. Важнейший из них - ни на одном из участков СБГО не сохранилась полностью первоначальная стратиграфическая последовательность палеозойского разреза. Современные структурные соотношения отдельных его фрагментов чрезвычайно разнообразны, отражая, прежде всего, интенсивные горизонтальные и вертикальные тектонические движения. При интерпретации наблюденных разрезов во многих случаях невозможно установить точный объем достоверной информации, так как значительная часть нарушений стратиграфической последовательности остается неопознанной. На настоящей стадии исследований необходимо считаться с возможной дефектностью всех схем стратиграфии, предложенных для территории СБГО. Не являются исключением наш по-

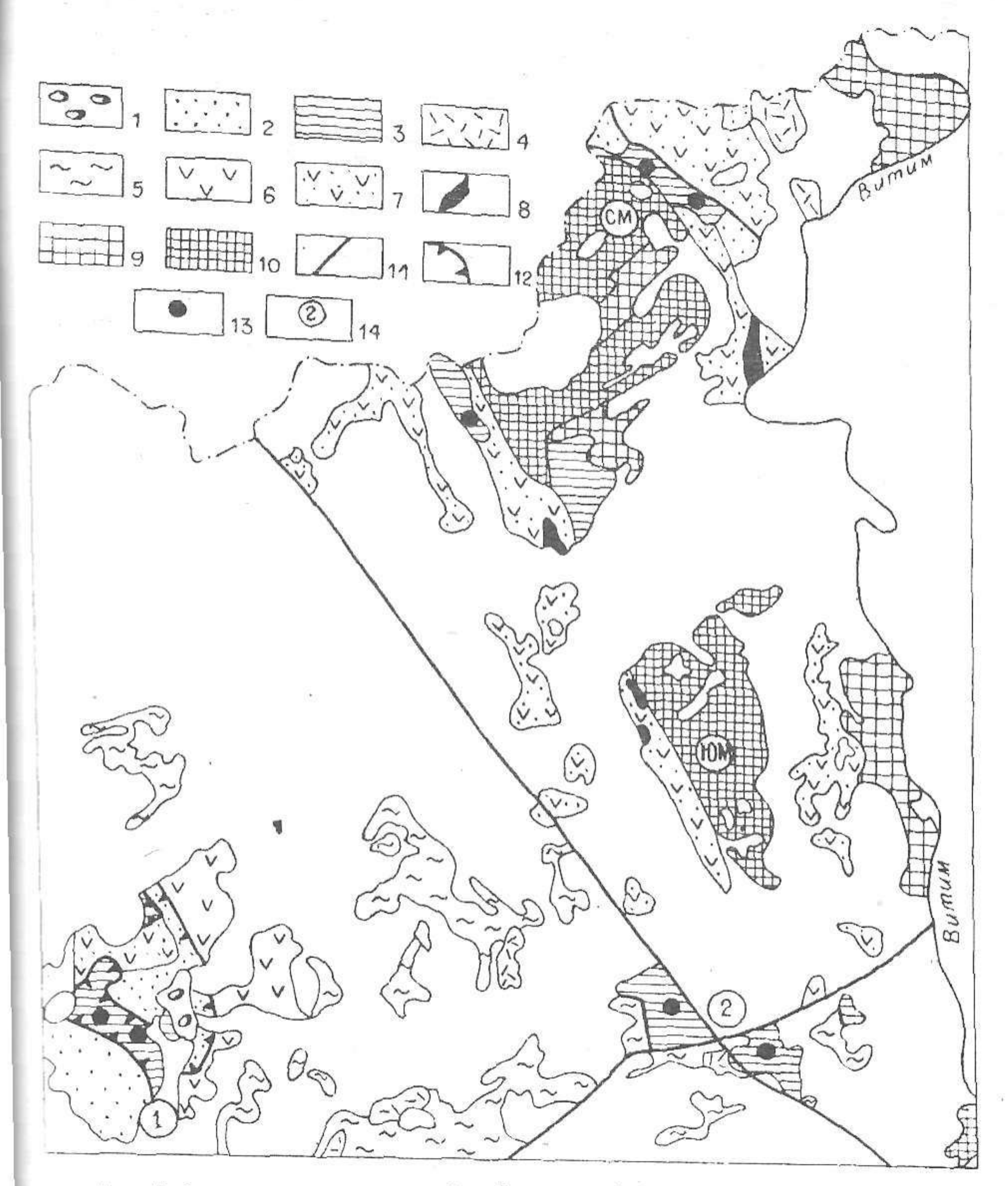


Рис. 16. Схема распространения докайнозойских стратифицированных образований в Южно-Муйском хребте и Средне-Витимской горной стране. Масштаб 1 : 1 000 000.

1-3 - палеозой: 1 - санская серия, 2 - мухтунная и нерундинская свиты, 3 - юктоконская, бамбуйская и янгудская свиты; 4-8 - поздний протерозой: 4 - падринская серия, 5 - верхнебамбуйская свита и ее литологические аналоги, 6 - килянская толща, 7-8 - офиолитовый комплекс (по Н.Ф.Габову, 1986): 7 - вулканогенно-осадочные образования, 8 - ультрабазиты; 9 - раннепротерозойские образования; 10 - архейские "глыбы": Северо-Муйская (СМ) и Южно-Муйская (ЮМ); 11 - глубинные разломы; 12 - тектонические покровы; 13 - находки остат-

ков фауны; 14 - местоположение опорных разрезов, упоминаемых в разделе 3.4.: 1) бассейн р.Уакит; 2) бассейн р.Бамбуйки

строения, некоторые положения которых находятся на уровне рабочей гипотезы. Поэтому при сопоставлении разрезов палеозоя различных районов СБГО (рис. 19) особое значение имеет вопрос о степени достоверности намечающейся картины. Она неравнозначна для разных частей стратиграфического разреза и различных участков и определяется в основном объемом и качеством палеонтологических материалов. Сравнительно полноценное биостратиграфическое расчленение карбонатных отложений нижнего и первой половины среднего (амгинский надъярус) кембрия (боксонская серия и ее аналоги), а также нижнекембрийских существенно вулканогенных толщ (олдындинская свита и ее аналоги) определяет их значение как регионального маркера, используемого уже в течении нескольких десятилетий. Подчеркнем, что объем этого маркера ограничен палеонтологически охарактеризованными отложениями. Толщи, сходные по набору пород, но палеонтологически немые, автоматически включать в состав этого маркера нельзя, так как они могут оказаться иного возраста.

Наблюдения стратиграфических (согласных) взаимоотношений карбонатного маркера с подстилающими венд(?)-рифейскими терригенными отложениями ограничены двумя участками (Северо-Муйская глыба, Южно-Муйский хребет, см. раздел 2.2.1.). На нескольких участках Восточного Саяна наличие фрагментов геологического разреза венд-рифейского возраста аргументировано радиологическими датировками. Во всех остальных случаях выделение и корреляция отложений древнее карбонатного маркера совершенно условны. Полностью рухнула система доказательств широкого распространения в СБГО рифейских образований, которая предыдущим исследователям представлялась всеобъемлющей, ибо включала: а) геологические наблюдения, описывающие несогласное налегание базальных горизонтов палеозоя на верхнепротерозойских породах; б) биостратиграфические данные (изучение микрофитолитов и строматолитов); в) радиологические исследования пород. Однако оказалось, что доказательства всех трех категорий (геологические, биостратиграфические, радиологические), использовавшиеся при выделении рифея, были недостаточно строгими. Во-первых, нижний контакт фаунистически охарактеризованных нижнекембрийских (венд-нижнекембрийских) карбонатных отложений почти везде является тектоническим. Обнаружилось, что изолированные выходы терригенных отложений, считавшихся базальными для разреза палеозоя, представлены литологически сходными толщами различных стратиграфических уровней. На некоторых участках в пределах Восточного Саяна в них найдены остатки палеозойских организмов (Бутов, Морозова, 1982), на других - отпечатки мезозойских растений (бутугольская и сагансайрская свиты). На Витимском плоскогорье и Южно-Муйском хребте в отложениях, подстилающих терригенные толщи, принимавшиеся за базальные для палеозоя (бурундинская свита, санская серия), обнаружена (Бутов, 1972 а,б; а также материалы В.В.Васильченко) кембрийская фауна (тилимская и юктоконская свиты). В настоящее время неизвестны **надежные наблюдения стратиграфического налегания палеозоя на рифейские образования.**

Во-вторых, выяснилось, что достоверность выделения рифея только биостратиграфическими методами невелика. Например, на основании детального изучения комплексов микрофитолитов продуктивная толща Харанурского фосфоритового месторождения в Восточном Саяне датировалась докембрием (Бутов, Кокунин, 1980). Однако позднее в породах этой толщи были установлены остатки фауны и комплексы акритарх и спор ордовика-силура (Катюха, Рогачев, 1983; Бутов, 1985, 1986). В течение нескольких десятилетий к эталонам рифейских строматолитов относят конофитоны из стратотипической местности монгошинской серии Восточного Саяна. Сейчас в этих конофитоновых известняках обнаружен комплекс акритарх ордовика-силура. В стратотипическом разрезе монгошинской серии найдены также остатки остракод и другой скелетной фауны (Катюха, Рогачев, 1983; Бутов, 1985, 1986). Можно привести другие аналогичные примеры. Но, самое главное, почти для всех толщ, предшественниками отнесенных к рифею, нет никаких биостратиграфических материалов.

В-третьих, рифейские радиологические датировки ограничены единичными пробами, характеризующими отдельные тектонические блоки, как правило, за пределами стратотипических местностей картируемых стратоподразделений. Подавляющая часть результатов определений соответствует возрасту в пределах среднего-верхнего палеозоя (Геохронология докембрия..., 1968; Геология и геохронология..., 1990; Мануйлова, 1991).

Таким образом, на настоящей стадии исследований в пределах рассматриваемой территории **рифей выделяется в основном условно**. Неясен даже объем докембрия в целом. Традиционная датировка археем - ранним протерозоем глубоко метаморфизованных комплексов пород, слагающих краевой выступ Сибирской платформы и отдельные блоки в пределах ее складчатого обрамления сейчас оспаривается, по крайней мере, в некоторых районах, например, в Приольхонье (Бибикова и др., 1990). Выделение самостоятельного рифейского структурного этажа пока не имеет серьезной аргументации, хотя в принципе существование отложений рифейского возраста сомнений не вызывает. Предстоит сложный, длительный и трудоемкий процесс разработки новой системы обоснования и доказательств выделения рифейских образований. Эта проблема выходит за рамки данной

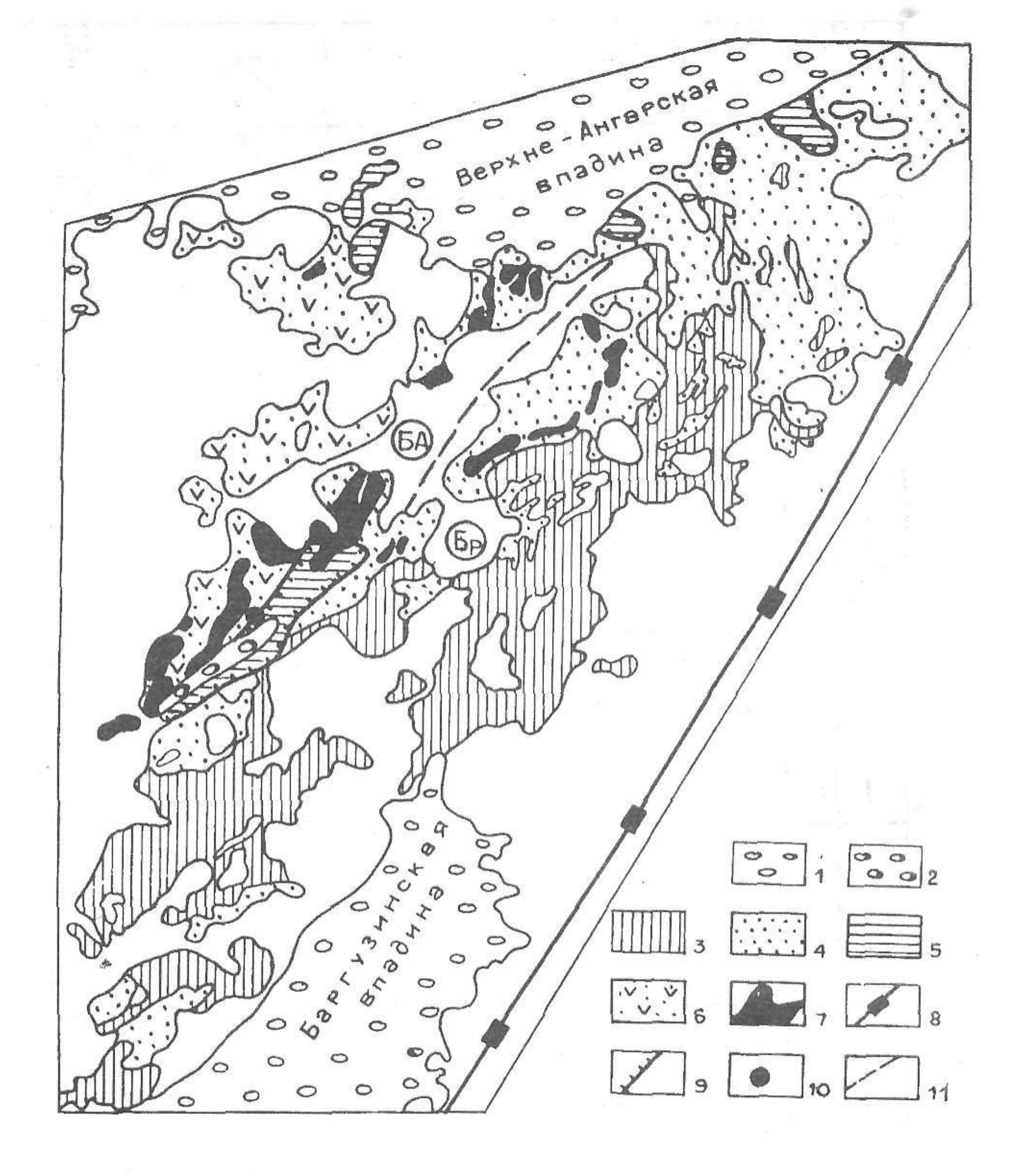


Рис. 17. Схема распространения докайнозойских стратифицированных образований Ангаро-Баргузинской горной страны. Масштаб 1 : 1 000 000.

1 - четвертичные отложения Верхне-Ангарской и Баргузинской межгорных впадин; 2-5 - палеозой: 2 - …канданская и турикская свиты, 3 - баргузинская свита, 4 - уколкитская и няндондинская свиты, 5 - бирамьинская свита; 6-7 - поздний протерозой, офиолитовый комплекс (по Н.Ф.Габову, 1986): 6 - вулканогенно-осадочные образования, 7 - ультрабазиты; 8 - биссекторная зона (Арсентьев, 1966); 9 - тектонические покровы; 10 - находки остатков фауны; 11 - граница между Бирамьино-Верхне-Ангарской (БА) и Баргузинской (Бр) структурно-формационными зонами

система	отдел	надъярус	Традиционные представления (Салоп, 1964; Давыдов, 1981)	по Б.А.Далматову, 1986 г	по Ю.П.Бутову, 1991 г	надъярус	отдел	система
?				Ирканданская св.	Ирканданская и Турикская св.			?
					АЛЛОХТОН			девонская
								силурийская
				Турикская св.				ордовикская
КЕМБРИЙСКАЯ	верхний						верхний	КЕМБРИЙСКАЯ
	средний	амгинский	Ирканданская св.	Бирамьинская св.	Бирамьинская св.; Баргузинская св.; Няндонинская св.	амгинский	средний	
	нижний	ленский	Бирамьинская св.	Баргузинская св.		ленский	нижний	
		алданский		Няндонинская св.	Уколкитская св.	алданский		
ВЕНДСКАЯ			Турикская св.	Уколкитская св.				ВЕНДСКАЯ
РИФЕЙ			Катерская серия: Янчуйская св.	?				РИФЕЙ
			Баргузинская св.					
			Няндонинская св.					
			Уколкитская св.	Нюрундуканская свита	Нюрундуканская свита			

Рис. 18. Схема соотношений стратоподразделений Ангаро-Баргузинской горной страны по представлениям различных исследователей

Система	Отдел	Сибирская платформа: Иркутская зона (I)	Сибирская платформа: Западное Прибайкалье (II)	Окинское плоскогорье: Автохтон и параавтохтон (III)	Окинское плоскогорье: Аллохтон (IV)	Малый Хамар-Дабан (V)	Витимское плоскогорье: Бассейн р. Турки (VI)	Витимское плоскогорье: Кыдымит-Холойское междуречье (VII)	Витимское плоскогорье: Р. Багдарин (VIII)	Верхне-Каралонская впадина (по Ф.В. Никольскому) (IX)	Аргунский район (по Ф.В. Никольскому) (X)
?				?				Исташинская св.	Бурундинская св. 700 м		
Девонская	Верхний					Урминская толща 1100 м					
Девонская	Средний										
Девонская	Нижний			Окинская серия: Яматинская св. 500 м; Дабан-Жалгинская св.; Олистостромовая толща		?					
Силурийск.	Верхний	?			?						Благодатская св. 70 м.
Силурийск.	Нижний	Ярская и Кижемская св. 320 м		Флишоидная толща; Дибинская св.			Зумбурукская св. 1000 м		Точерская св.		?
Ордовикская	Верхний	Братская св. 100-200 м.		Эффузивно-осадочная толща; Ухагольская толща		Нарынская «свита»; Темникская «свита»; Астайская «св.»				Усть-Наледнинская св. 123 м	Нерчинско-Заводская св. 400 м
Ордовикская	Средний	Мамырская св. 100-200 м.	70 м.								
Ордовикская	Нижний	Бадарановская св. до 500 м; Ийская св.; Устькутская св.	25-100 м.; 130-450 м.; до 370 м.	Флишоидная толща >5500 м; ?	Хазалхинская св. и её аналоги R?					Наледнинская св. 160 м; Воротниковская св.	Алтачинская св. 300 м
Кембрийская	Верхний	Илгинская св. 30-200 м	Хандинская св. 170 м	Мангатгольская св. >1000 м			Пановская серия: Бадотинская св. 800 м	Химгильдинская св.	?	Калаканская св. 29 м	Гаржидуйская св. 250-650 м
Кембрийская	Средний	Верхоленская св. 350-650 м.; Антвинцевская св. 130-207 м.		Боксонская серия: Хютенская св. 300 м	?	Удунгинская толща			Якшинская св. 800 м	Ледовнинск. св. 150 м; Агланская св. 200 м	Ушмунская св. 2000 м; Быстринская св.
Кембрийская	Нижний	?; Бельская св. 330-360 м.; Усольская св. 330-660 м.	Ангарская св. до 550 м.; Булайская св. до 130 м.	Нюргатинская св. 800-950 м.; Хужиртайская св. 1200 м.; Табинзуртинская св. >1500 м; Нерасчленённая карбонатная толща Хайт-Тиссинского междуречья	Офиолитовый комплекс R?	?	Ямбуйская св. ~1000 м; Курбинская св. 2000 м; Балбагарская св. 1500-7000 м	2900 м.; Олдындинская св. 5500 м; ?	Орочёнская св.; Доломиты ~2000 м	Озёрнинская св. 350 м.; Усть-Челинская св. 700 м	1700 м
Венд		Мотская серия 460-750 м.	900-2300 м.	Забитская св. 800 м						Нгевинская св. 100 м; Мурукунская св. 200 м	Уровская св. 3500 м

Рис. 19. Схема корреляции палеозойских стратоподразделений Саяно-Байкальской горной области и сопредельных территорий

работы, но только после ее решения станут возможны корректные региональные обобщения по отложениям древнее венд-кембрийского биостратиграфического маркера.

Уверенная корреляция темноцветных черносланцевых и карбонатно-терригенных отложений (мангатгольская, икатская, пановская свиты и их аналоги), непосредственно залегающих на карбонатном маркере, ограничивается участками с нормальными стратиграфическими контактами. Ввиду неопределенности стратиграфического диапазона этих отложений (из-за крайней скудности биостратиграфических материалов) неясны их латеральные соотношения с наиболее широко распространенными постсреднекембрийскими зеленоцветными терригенными и вулканогенно-терригенными толщами (окинская серия и ее аналоги). Тем более, что стратиграфическое положение последних, вытекающее из нашей модели стратиграфии палеозоя СБГО, лишь изредка подтверждается единичными палеонтологическими находками. Совокупность всей новой информации свидетельствует об ошибочности предположения, положенного в основу традиционных стратиграфических построений, об исключительной фациальной устойчивости подавляющего большинства свит, которые якобы на больших площадях сменяют друг друга практически только по разрезу. К сожалению, конкретизировать быстрые и значительные латеральные изменения пока удалось лишь в отдельных случаях. При тектонических ограничениях (контактах) большинства свит и нынешней малочисленности находок органических остатков **успешное решение** проблемы во многом зависит от масштабов и плодотворности **использования палеонтологического метода**. Иные пути бесплодны, ибо геологическое картирование на основе только литологических признаков ведет к выделению гетерогенных (сборных) стратиграфических подразделений и, как следствие, к непредсказуемой неразберихе при стратиграфических построениях. Например, в юго-восточной части Восточного Саяна находками остатков палеозойской фауны установлена гетерогенность практических всех стратиграфических подразделений предшественников (Бутов, 1986). В частности, при проведении среднемасштабной государственной геологической съемки Хайт-Гарганского междуречья в состав монгошинской серии верхнего протерозоя были включены, как выявилось позднее, отложения боксонской серии венда - среднего кембрия, харанурской толщи ордовика-силура, дабанжалгинской толщи верхнего силура (девона?) и пачки карбонатно-кремнистых пород окинской серии ордовика-нижнего девона(?). В состав окинской серии на некоторых участках Забит-Урикского междуречья включались породы дабанжалгинской толщи и яматинской свиты. Отложения дабанжалгинской (бассейн р.Улзыта) и ухагольской (стратотипическая местность) толщ картировались также как боксонская серия. Можно привести и другие примеры.

В целом стратиграфия отложений верхней половины кембрия - девона СБГО остается слабо изученной и их анализ в региональном плане пока возможен лишь в самой общей форме.

Совершенно условна корреляция палеонтологически немых постгеосинклинальных (орогенных) стратифицированных образований, хотя предшественникам выделение палеозойских орогенных формаций представлялось предельно очевидным. В пользующейся широкой поддержкой модели ранних (с 1979 г. - нормальных) каледонид В.Г.Беличенко (1977) на территории СБГО в качестве орогенных формаций рассматриваются терригенные, локально - вулканогенно-терригенные, часто красноцветные толщи, с угловым несогласием перекрывающие образования палеозойского геосинклинального этапа развития: свиты (рис. 20) яматинская, бутугольская, сагансайрская (Вост. Саян), хурликская (Джида), ямбуйская, исташинская, бурундинская, багдаринская (Витимское плоскогорье), ирканданская (Баргузинский хребет), санская (Южно-Муйский хребет), чулегминская (р.Бамбуйка). Их возраст определялся в отдельных случаях по палинологическим данным (Коваленко, Язмир, 1969), в других - условно как средний-поздний кембрий и поздний кембрий - начало ордовика (Давыдов и др., 1981).

Положение в разрезе и датировка некоторых из этих свит служили предметом дискуссий. Неоднократно высказывались мнения, что бутугольская, сагансайрская, бурундинская, багдаринская и санская свиты начинают разрез палеозоя, а не венчают его и, следовательно, не могут быть моложе венда или начала кембрия (Арсентьев, Волколаков, 1964; Салоп, 1964). В отношении бурундинской и санской свит дискуссия прекратилась после находок кембрийских археоциат и трилобитов в подстилающих тилимской и юктоконской свитах (Бутов, 1972а,б; Давыдов и др., 1981). Примерно такой же аргумент имелся для сагансайрской свиты, в гальке конгломератов которой еще в 1951 г. А.С.Ивановым были установлены (в шлифах) срезы трилобитов и кембрийские водоросли. Однако долгие годы эта находка некоторыми авторитетными исследователями игнорировалась. Сходная ситуация продолжает сохраняться для багдаринской свиты. Несмотря на неоднократные указания о наличии срезов трилобитов в породах якшинской и тилимской (ороченской) свит, лежащих стратиграфически ниже (Бутов, 1986), Ф.В.Никольский с соавторами (1984) доказывают, что возраст багдаринской свиты не может быть моложе раннего кембрия.

Выявление органических остатков ордовика - девона в геосинклинальных отложениях Саяно-Байкальской горной области повлекло корректировку в представлениях о возрасте орогенных формаций - последние условно стали датироваться девоном.

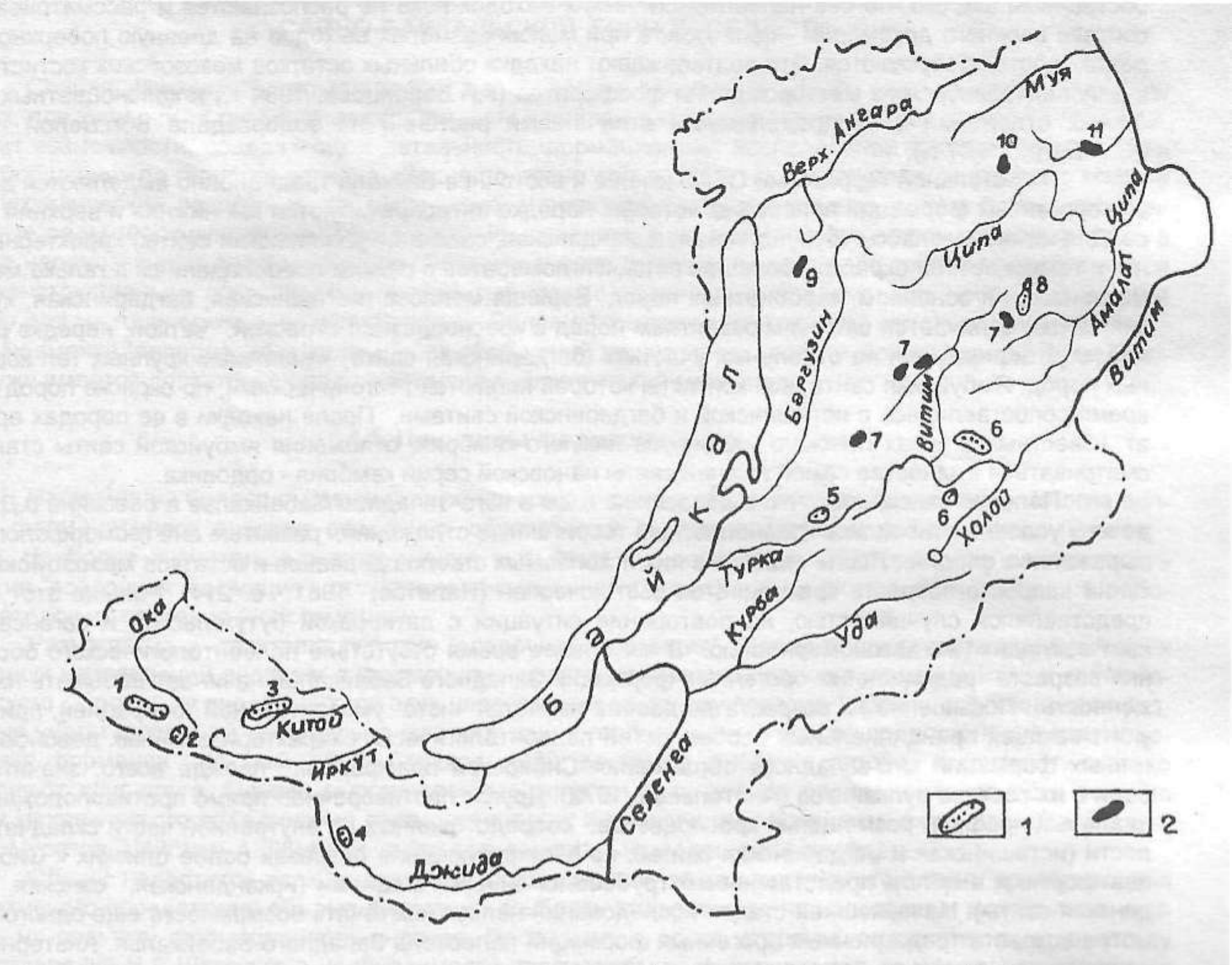


Рис. 20. Схема распространения орогенных образований в Саяно-Байкальской горной области (по концепции каледонид).

1 - красноцветные толщи; 2 - сероцветные, преимущественно грубообломочные отложения.

Участки выходов пород свит: яматинской (1), бутугольской (2), сагансайрской (3), хурликской (4), ямбуйской (5), исташинской (6), бурундинской (7), багдаринской (8), ирканданской (9), санской (10), чулегминской (11)

В дальнейшем в Восточном Саяне находками отпечатков флоры был доказан мезозойский возраст бутугольской и сагансайрской свит. Яматинская свита, последнее из традиционных саянских орогенных стратоподразделений, уже несколько лет рассматривается в составе палеозойского геосинклинального структурного этажа. А.М.Рогачев и Ю.П.Катюха (Рощектаев и др., 1983) помещают яматинскую свиту в основании окинской серии (ордовик-девон), а Н.Л.Добрецов с соавторами (Беличенко и др., 1986б) интерпретирует ее как составную часть олистостромовой формации в верхах окинской серии. В настоящее время выделение орогенных образований палеозоид в Юго-Восточном Саяне не имеет серьезной аргументации.

На примере бутугол-сагансайрских отложений наметим причины ошибок при разграничении палеонтологически немых палеозойских и некоторых мезозойских толщ, хотя, на первый взгляд, при решении этой задачи ошибки просто невозможны. Прежде всего, необходимо отметить отсутствие связи бутугол-сагансайрских отложений с геоморфологически выраженными впадинами. По степени литификации сланцы и песчаники бутугольской свиты близки к аналогичным породам рядом выходящей палеозойской ухагольской толщи, особенно в пределах тектонических зон и наложенных кор выветривания. Однотипен характер складчатых дислокаций: слои пород бутугольской свиты имеют крутые углы падения (до 70°).

Многие слои сланцев бутугольской свиты заметно кливажированы: сланцы распадаются по кливажу, а не по слоистости, что значительно затрудняет поиски и сборы остатков растений. Если учесть прорывание отложений бутугольской свиты дайкой трахитов и сильное ороговикование в зоне тектонического контакта с ухагольской толщей, то ошибка с отнесением бутугольской свиты к основанию палеозоя не выглядит нелепостью, а является **объективным** отражением существующей недоо-

ценки масштабов многих геологических процессов альпийского тектогенеза, в некоторых случаях сопоставимых с характерными для палеозоид. По-видимому, мезозойские отложения в Вост.Саяне распространены широко, но без палеонтологических находок пока не распознаются и рассматриваются в составе верхнего докембрия - палеозоя, а при малых размерах выходов на дневную поверхность нередко просто пропускаются. Это подтверждают находки обильных остатков мезозойских костистых рыб в районе Харанурского месторождения фосфоритов (Г.А.Воронцова, 1984 г.) и красноцветных терригенных отложений с неопределимыми отпечатками растений на водоразделе Бол.Белой - Хайта (Ю.П.Бутов, 1977 г.).

На остальной территории СБГО южнее и восточнее Байкала традиционно выделяются два уровня орогенных формаций палеозоид, которые нередко интерпретируются как нижняя и верхняя моласса. Для нижней молассы (бурундинская, иркандаская, санская, чулегминская свиты) характерны зелено- и темноцветная окраска, большая роль конгломератов с резким преобладанием в гальке местного материала, в основном, карбонатных пород. Верхняя моласса (исташинская, багдаринская, хурликская свиты) отличается широким развитием пород с красноцветной окраской; четкой, нередко ритмичной, стратификацией; на отдельных участках (багдаринская свита) - наличием крупных тел карбонатных пород. Ямбуйская свита, все контакты которой являются тектоническими, по окраске пород долгое время сопоставлялась с исташинской и багдаринской свитами. После находки в ее породах археоциат, известных в низах ленского надъяруса нижнего кембрия, отложения ямбуйской свиты стали рассматриваться в качестве самой нижней свиты пановской серии кембрия - ордовика.

Полезно напомнить, что в довоенные годы в Юго-Западном Забайкалье в бассейне р.Джиды к девону условно относились красноцветные терригенные отложения, развитые вне геоморфологически выраженных впадин. После находок в них ископаемых стволов деревьев и остатков **мезозойских** растений вопрос о возрасте красноцветов был исчерпан (Налетов, 1961, с. 214). Раньше этот эпизод представлялся случайностью, но повторение ситуации с датировкой бутугольской и сагансайрской свит выглядит уже закономерностью. В настоящее время отсутствие палеонтологического обоснования возраста традиционных орогенных формаций Западного Забайкалья начинает вызывать настороженность. Повышение их возраста до девона является чисто умозрительной операцией, причем не учитывающей принципиальных особенностей палеонтологически охарактеризованных девонских орогенных формаций юго-западного обрамления Сибирской платформы, прежде всего, значительной роли в их составе вулканитов (Анатольева, 1972). Другое противоречие: прямо противоположный фациальный профиль размещения красноцветов, сосредоточенных во внутренней части складчатой области (исташинская и багдаринская свиты), но отсутствующих в разрезах более близких к Сибирской платформе и в целом представленных грубообломочными фациями (иркандаская, санская, бурундинская свиты). На нынешней стадии исследований нельзя исключать возможность еще одного пересмотра возраста традиционных орогенных формаций палеозоид Западного Забайкалья. Альтернативой их девонской датировки может оказаться мезозой. Однако этот вывод корректен лишь для формаций, литологически сходных с бутугольской и сагансайрской свитами или отличающихся от последних сероцветностью окраски. Таким образом, можно ожидать омоложения до мезозоя возраста, по крайней мере, некоторых из таких свит, как хурликская, исташинская, багдаринская, бурундинская, санская, иркандаская. В целом традиционный комплекс орогенных формаций палеозоид представляется **гетерогенным**, поэтому коррективы в отношении других свит возможны иные.

Традиционный комплекс орогенных формаций палеозоид СБГО практически исчерпывает палеонтологически немые красноцветные отложения региона, поэтому новый вариант выделения классических красноцветных орогенных формаций исключен. На наш взгляд, при решении этой проблемы в первую очередь должны привлечь внимание стратифицированные и интрузивные формации верхнего палеозоя, в настоящее время интерпретируемые как образования одного из этапов посторогенной активизации.

Глава IV
ХАРАКТЕРНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ПАЛЕОЗОИД САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Слабая изученность стратиграфии палеозойских отложений СБГО, вскрытая в предыдущих главах, при типичном в складчатых сооружениях широком распространении надвигов и покровов определяют возможности, содержание и детальность формационных исследований как следующего шага при обобщениях по геологии региона. Выше показано, что в СБГО не сохранились достаточно полные стратиграфические разрезы и, следовательно, ненарушенные вертикальные и, тем более, горизонтальные ряды геосинклинальных формаций. Их реконструкция в настоящее время возможна лишь в форме неоднозначных рабочих гипотез. Поэтому анализ формационных рядов сейчас представляется малоконструктивным, создающим слишком зыбкую, со значительным элементом неопределенности основу для тектонических и иных построений. Более эффективен другой путь: использование в качестве фундамента (реперов, вех) дальнейших обобщений характерных геологических формаций, по которым уже имеется достаточно представительный фактический материал.

4.1. Принципы формационного анализа

Несмотря на более чем двухвековую историю учения о геологических формациях, многие вопросы формационного анализа осадочных образований являются остро дискуссионными (Еганов, 1991). Наиболее значительные затруднения вызывают существующая некоторая неопределенность понятия "осадочная формация", отсутствие полноценной классификации формаций и слабая разработка методов их описания и систематики.

Разногласия в трактовке понятия "осадочная формация" являются следствием развития трех основных направлений в учении о формациях - парагенетического, палеогеографического и геотектонического. Поскольку представители этих направлений за основу понятия "формация" принимают различные черты формаций как реально существующих геологических тел, то предложенные ими определения формации (Шатский, 1960; Страхов, 1960; Белоусов, 1962) не столько исключают, сколько дополняют друг друга. Однако многочисленные попытки дать полное определение данного понятия путем механического объединения парагенетических и генетических признаков формации (Вассоевич, 1964; Муратов, Цейслер, 1968) не привели к принципиальному решению проблемы.

Общий недостаток всех имеющихся формулировок заключается в отсутствии критериев для объективного определения объема формаций. Выбрать эти критерии, на наш взгляд, можно лишь опираясь на практику формационного анализа. Последняя, с одной стороны, свидетельствует в пользу представлений Н.С.Шатского о необходимости рассматривать формации только как парагенетические комплексы. С другой стороны, рациональными оказались идеи Н.М.Страхова, В.В.Белоусова и других исследователей, считающих, что формации представляют собой крупные (а не любые, по Н.С.Шатскому) геологические тела, пространственные контуры которых обычно совпадают с контурами крупных тектонических структур, а образование происходит "в течение длительных отрезков времени: периодов, отделов или, по крайней мере, ярусов" в неохроне (Рухин, 1962) и десятков и даже сотен миллионов лет в протерозое (Келлер, 1963). Особо следует подчеркнуть то обстоятельство, что парагенезисы по объему более крупные, чем формации, являются парагенезисами формаций, а не пород (или элементарных породных ассоциаций). На основании изложенного представляется целесообразным соответствующим образом дополнить классическое определение формаций, данное Н.С.Шатским. По нашему мнению, формации - это естественные **максимально крупные** "комплексы (сообщества) горных пород, отдельные члены которых (породы и (или) элементарные породные ассоциации) парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности".

Вопрос о конкретных границах формаций, как указывал Н.С.Шатский (1960), должен решаться исключительно путем полевых наблюдений. Методы математического анализа в этом отношении (Айнемер, 1968; Воронин, Еганов, 1968) не могут иметь самостоятельного значения, хотя использование их, безусловно, позволит более полно охарактеризовать границы между формациями.

Наличие различных направлений в учении о формациях и определяет два подхода к систематизации формаций - парагенетический и генетический. К положительным качествам генетических классификаций относятся их стройность и иллюстративность при решении некоторых задач, особенно региональной геологии, а к отрицательным - значительная условность при формационном анализе сложных и недостаточно детально изученных районов. Недостатки генетических классификаций, как показали Н.С.Шатский (1965) и некоторые другие исследователи (Драгунов, 1968), являются неустранимыми, ибо они обусловлены известной гипотетичностью критериев, положенных в основу этих классификаций.

Подход к содержанию парагенетического принципа классификации формаций неоднозначен. Многие геологи вслед за Н.С.Шатским и Н.П.Херасковым (1965) считают, что классификация формаций по тектоническому признаку одновременно является и парагенетической, т.к. конкретные формации главных структурных элементов земной коры образуют крупные формационные комплексы из многих парагенетически связанных формаций. На наш взгляд, указанные классификации фактически являются разновидностями генетических классификаций со всеми присущими им недостатками. Неудовлетворительность тектонического принципа классификации формаций отмечал в некоторых своих работах и сам Н.С.Шатский (1965).

Более перспективным представляется направление, согласно которому в качестве основы не только при выделении, но и систематизации формаций рассматриваются особенности их вещественного состава и строения (Бергер, 1968; Драгунов, 1968; Крашенников, 1968; Круть, 1968 и др.). При этом неотъемлемой составной частью, венчающей формационный анализ, является рассмотрение физико-географической и тектонической обстановки формирования формации. "Как бы хорошо мы не изучили какой-то комплекс пород, он займет свое место в системе формаций только тогда, когда будет выяснена его принадлежность к определенной тектонической структуре" (Хворова, 1963, с. 13).

Главное препятствие для создания классификации формаций на основе литолого-структурного принципа - слабая разработка методов описания и систематизации формаций. Традиционные качественные характеристики формаций почти не содержат количественных параметров, с помощью которых можно было бы легко и объективно систематизировать формации. Автором (Бутов, 1972в) уже предлагалось подразделять классификационные критерии по степени достоверности на две категории: объективные (окраска пород, литология, минералого-петрографические особенности и т.д.) и субъективные, определяемые с той или иной степенью условности (многие структурные характеристики формаций, условия образования и т.п.). Выделение формационных таксономических единиц, по нашему мнению, целесообразно разрабатывать на основе первой категории признаков. Использование второй категории признаков следует ограничить уточнением диагностики формационного вида, считаясь даже в принципе с возникновением субъективных отклонений.

Содержание различных направлений формационного анализа, соотношения между ними, набор и характер используемых методов исследований, уровень получаемых результатов в целом были устойчивыми до середины 70-х годов. В последнее десятилетие интенсивно развиваются генетические компоненты формационного анализа, вышедшие на качественно новый уровень. Прогресс базируется на развитии идей мобилизма, крупных успехах в изучении современных морских бассейнов и конкретизации их сопоставлений с геосинклинальными бассейнами прошлого. Благодаря появлению обильной информации, обобщенной в сводках по терригенному и карбонатному осадконакоплению и океанов в целом (Рейнек, Сингх, 1981; Уилсон, 1980, Мурдмаа, 1987), сравнительному анализу геосинклинальной и океанской седиментации и вулканизма (Геосинклинальная и океанская седиментация..., 1984), генезис многих конкретных формаций получил убедительную однозначную расшифровку. Начался своеобразный бум интерпретации с позиций мобилизма условий образования геологических формаций различных регионов с соответствующими коррективами представлений по их геологической истории, металлогении и некоторым другим вопросам. По территориям, сопредельным с Бурятией, опубликован ряд интереснейших исследований (Хераскова, 1986; Хераскова и др., 1987; Дергунов, 1988 и др.). Создается впечатление, что в формационных исследованиях в настоящее время происходит качественный скачок. Однако, на наш взгляд, такой вывод неверен. Образно говоря, сейчас происходит не рывок вперед, а ликвидация белых пятен, оставшихся глубоко в тылу от передового рубежа, достигнутого при развитии классических вариантов формационного анализа. Другими словами, нынешнее состояние формационного анализа - не строительство нового здания (или новых этажей в долгострое), а ликвидация недоделок в подвале старого, давно построенного дома. За исключением некоторых генетических аспектов, нерешенными остались все проблемы, препятствовавшие продвижению вперед.

Достоверность выводов формационного анализа прежде всего и в основном базируется на точных и исчерпывающих характеристиках конкретных геологических тел, выделяемых как формация. Если наши знания о конкретном объекте неполны или искажены, а мы этого не знаем, то последующие манипуляции с представлениями по его генезису и другие обобщения не дают объективной информации. Примером может служить венд-кембрийская карбонатная надформация СБГО, которая на основе крайне скудных, совершенно недостаточных данных многими исследователями рассматривается как характерная для карбонатной платформы. В основе последнего суждения лежит даже не конкретная информация, а всего лишь предположения о резком преобладании карбонатного осадконакопления на территории Саяно-Байкальской горной области в венде - первой половине кембрия, результаты которого ныне якобы в основном уничтожены денудацией. Более детальное изучение обсуждаемых карбонатных толщ, особенностей их литологии и латеральных изменений позволило выдвинуть совсем иные представления о локальности карбонатного осадконакопления в пределах карбонат-

ных банок. Очевидно, наши взгляды на генезис конкретных формаций и базирующиеся на этой основе тектонические и иные обобщения во многих случаях могут оказаться преходящими.

Уровень современного этапа развития учения об осадочных формациях определяется господством качественных методов исследований. Характеристика формационных видов (эталонов осадочных формаций) состоит из сугубо качественных параметров, поэтому жестких рамок при выделении многих конкретных формаций не существует. При диагностике формаций решающее значение обычно имеют субъективные факторы, прежде всего, эрудиция, опыт и интуиция исследователей. Еще больше роль этих факторов при использовании метода актуализма. Сети наблюдений при изучении ископаемых формаций на материках и формирующихся в современном Мировом Океане совершенно не сопоставимы. Модели различных обстановок морской седиментации, используемые при актуалистических построениях, с одной стороны, созданы в сущности на ограниченном фактическом материале, с другой, - не исчерпывают всевозможных вариантов для геологической истории Земли. Насколько сложна эта проблема, показывает эволюция представлений по геологии офиолитовых серий, играющих ключевую роль в мобилистских концепциях и усиленно изучаемых в последние десятилетия.

"На первом этапе изучения принималось тождество между современным океаном и палеоструктурой с корой океанического типа. По мере накопления фактического материала выяснилось, что, с одной стороны, отдельные эвгеосинклинальные прогибы существенно различаются между собой как по формационному выполнению, так и по характеру вулканизма; были установлены существенные различия в особенностях вулканизма и в составе осадков многих геосинклиналей и современных океанов (Пущаровский, Руженцев, 1983; Геосиклинальная и океанская седиментация..., 1984; Хераскова, 1986). С другой стороны, в последнее время выясняется существенная разница в составе вулканитов и в формационном выполнении отдельных современных океанических бассейнов (Пущаровский, 1984). Таким образом, возникли проблемы типизации современных океанических бассейнов и соответственно более дифференцированного подхода к сравнению современных и древних бассейнов океанического типа.

При работе над типизацией современных океанических бассейнов выяснилось, что многие особенности внутреннего строения и формационного выполнения этих структур зависят от их размеров. ... Выделяются четыре основные категории (или типа) океанических бассейнов: супербассейны, мегабассейны, мезобассейны и, наконец, малые бассейны... . Между тем палеобассейны в настоящее время превращены в складчатые сооружения и определение их величины является очень сложной задачей. Не существует пока никаких методов для подобных реконструкций, за исключением палеомагнитного. Но и он для палеозоид пока не дает достаточно надежных результатов" (Пущаровский, Хераскова, 1987, с. 4-5).

Попытки цитируемых исследователей установить формационные критерии оценки размеров палеобассейнов на основе типизации современных океанических структур - бесспорное продвижение вперед, но это всего лишь один из первых и далеко не последний шаг. Например, нельзя исключать возможность различных сочетаний индивидуальности и разнообразия формационного выполнения одинаковых по размерам океанических бассейнов как современных, так и в прошлом. Всеобъемлющая классификация океанических бассейнов, очевидно, - дело будущего, и при интерпретации изучаемых офиолитовых серий, видимо, постоянно нужно учитывать ограниченность уже установленных закономерностей. Подчеркнем еще раз, что офиолитовые комплексы относятся к наиболее изученным геосинклинальным формациям. Подавляющее большинство осадочных формаций изучены гораздо слабее, что обуславливает значительно большую условность их диагностики и актуалистических сопоставлений.

Учитывая вышеизложенное, формационный анализ произведен с упором на описание литологии и структуры формаций как конкретных геологических тел, а не через поиск подходящих актуалистических моделей и реконструкций на их основе первоначального состава и строения формаций, в том числе тектонически искаженных или уничтоженных их фрагментов. Последний путь представляется преждевременным. Использование метода актуализма ограничено обсуждением возможных условий образования формаций.

Современная геологическая изученность Бурятии позволяет дать сравнительно полноценное описание только венд-кембрийской карбонатной надформации и гораздо менее детальное - основных флишоидных формаций, накапливавшихся в течение почти всего времени существования палеозойской геосинклинальной области.

4.2. Венд-среднекембрийская карбонатная надформация

Выходы пород венд-кембрийской карбонатной надформации слагают крупные поля в юго-восточной части Восточного Саяна и в Западном Забайкалье севернее р.Уды (рис. 21). В составе

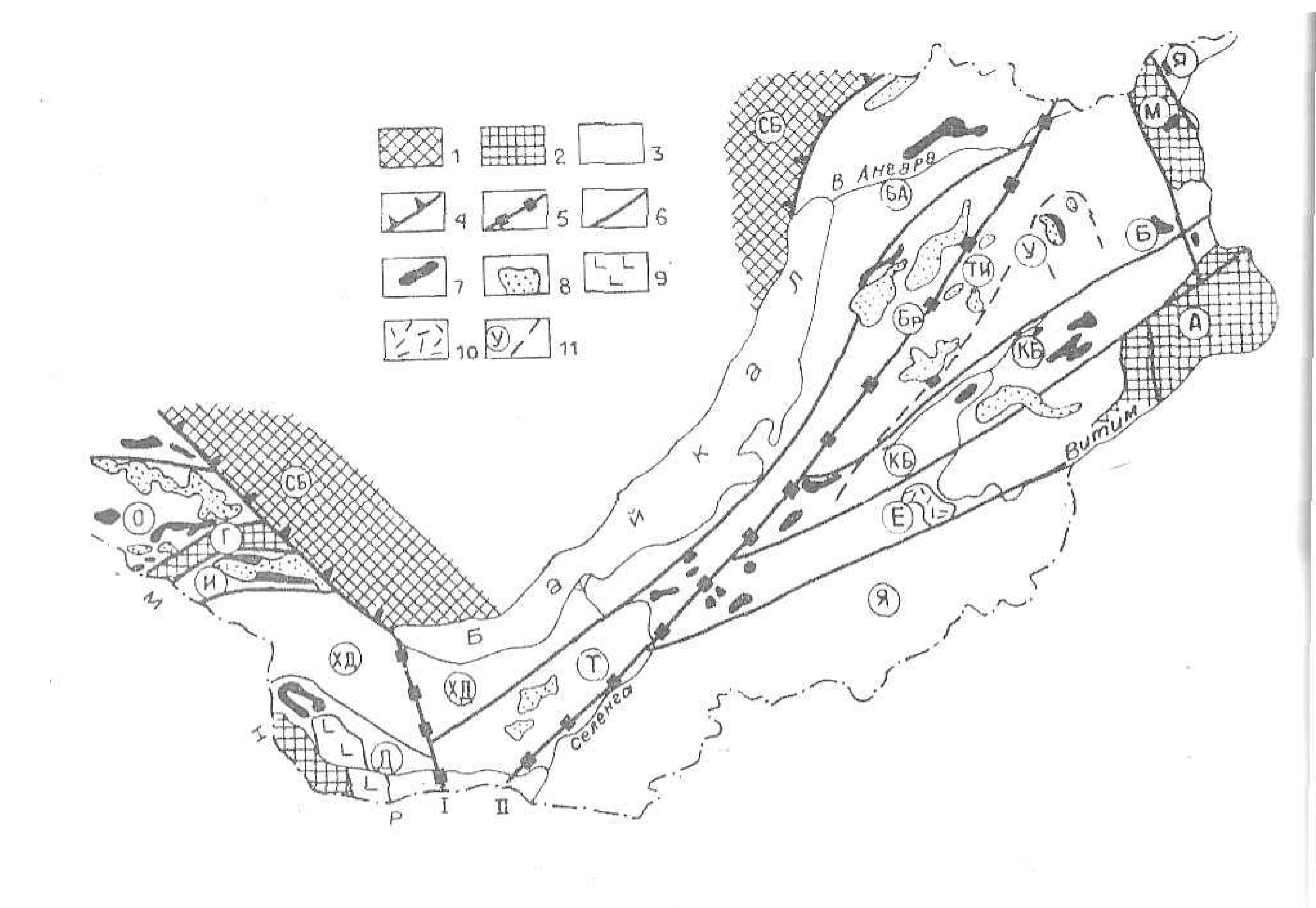


Рис. 21. Схема выходов пород палеозойских карбонатных формаций в Саяно-Байкальской горной области.

1 - Саяно-Байкальское (СБ) краевое поднятие Сибирской платформы; 2-3 - Саяно-Байкальская область: 2 - срединные массивы: Гарганский (Г), Амалатский (А), Муйский (М); 3 - структурно-формационные зоны палеозоид: *Окинская (О), Ильчирская (И), Хамар-Дабанская (ХД), Джидинская (Д), Темникская (Т), Яблоновая (Я)*, Еравнинская (Е), Карафтит-Багдаринская (КБ), Турка-Икатская (ТИ), Баргузинская (Бр), Бирамьино-Верхне-Ангарская (БА), Уакитская (У), Бамбуйская (Б), Янгудская (Я); 4 - Саяно-Байкальский краевой шов; 5 - биссекторные зоны: Саяно-Байкальская (I), Байкало-Патомская (II); 6 - некоторые граничные глубинные разломы; 7-10 - контуры современных выходов формаций: 7 - белоцветных известняково-доломитовых, 8 - темноцветных известняковых, 9-10 - нижнекембрийских вулканогенных: 9 - базальтовой, 10 - дацит-плагиориолитовой; 11 - предполагаемые границы структурно-формационных зон

надформации рассматриваются только палеонтологически охарактеризованные карбонатные толщи, в верхней половине разреза которых обнаружены обильные остатки археоциат, трилобитов, брахиопод, водорослей и других организмов. Исключение сделано лишь для северной половины Витимского плоскогорья, где при единичных находках остатков кембрийской фауны и, как следствие, некоторой дискуссионности стратиграфических построений реконструируются основные элементы латерального разреза надформации, существенно подкрепляющие установленные общие закономерности.

Почти повсеместно надформация расчленяется на две формации: нижнюю - доломитовую и *верхнюю - известняковую. На разных участках граница между формациями "скользит" в пределах ал*данского надъяруса нижнего кембрия, так как доломиты сменяются известняками не только по разрезу, но и латерально. Однако на некоторых площадях (бассейн р.Китой, окрестности пос.Багдари-

известняковая, на других (Икатский хребет) - доломитовая формация отсутствует (выклинивается) полностью. Доломитовая формация снизу обычно существенно "срезана" тектоническими поверхностями. Например, в Восточном Саяне в нижнем течении р.Улзыты сохранилось меньше половины ее объема. Сохранность известняковой формации более удовлетворительная. Ее верхний стратиграфический контакт "скользит" от низов ленского надъяруса нижнего кембрия (Ока-Хайтинское междуречье Восточного Саяна; Витимское плоскогорье, р.Турка) до кровли амгинского надъяруса среднего кембрия (Сархой-Урикское междуречье Восточного Саяна). Не исключено, что кое-где (например, на Икатском месторождении марганца) верхняя граница карбонатной надформации находится стратиграфически еще выше (в интервале вторая половина среднего кембрия - верхний кембрий).

Как уже отмечалось, в большинстве случаев нижний контакт карбонатной надформации или не вскрыт, или явно тектонический, или дискуссионен. Предметом дискуссии обычно служит природа грубообломочных образований, часто выходящих в зоне контакта карбонатной надформации с залегающими структурно ниже отложениями. Высказываются предположения о принадлежности их к единому маркирующему горизонту, фиксирующему практически региональный перерыв в осадконакоплении. Другая точка зрения: это - олистострома, кое-где - меланж, подстилающие тектонические покровы, сложенные карбонатной надформацией. На некоторых участках Восточного Саяна (например, в районе Боксонского бокситового месторождения) обсуждаемые грубообломочные образования, по нашим данным (рис.7), относятся к мезозою (?), выполняя наложенные депрессии, приуроченные к тектонически ослабленным контактовым зонам карбонатной надформации.

Верхний контакт карбонатной надформации в большинстве случаев тектонический, но во многих точках наблюдалось согласное налегание темноцветных, реже зеленоцветных существенно терригенных толщ. Локально (Витимское плоскогорье, окрестности пос.Багдарин) описывается скрытое несогласие (непродолжительный перерыв в осадконакоплении с последующим размывом и отложением продуктов кор химического выветривания). Полный фациальный профиль венд-кембрийских карбонатных построек* сохранился на Окинском плоскогорье и в северной половине Витимского плоскогорья. В остальных случаях современные выходы карбонатной надформации представляют различные, обычно незначительные по размерам фрагменты сходных карбонатных построек. Использование в качестве эталона описания карбонатной надформации на Окинском плоскогорье существенно облегчает расшифровку общих закономерностей ее строения на территории всей Бурятии.

4.2.I. Эталонная характеристика (по материалам Окинского плоскогорья)

На Окинском плоскогорье выходы пород венд-кембрийской карбонатной надформации слагают 2 субширотных прерывистых (денудация, интрузии) полосы протяженностью около 100 км каждая и шириной от нескольких километров до 20 км (рис. 22). Расстояние между этими полосами на их восточном замыкании составляет около 20 км, увеличиваясь западнее до 40-60 км. Основными составными частями этих полос являются 5 разобщенных крупных карбонатных массивов (Сархой-Забитский, Боксонский, Улзыта-Урикский, Хайт-Бельский и Орликский) с общей площадью выходов пород на дневную поверхность около 1000 кв.км (подсчитаны планиметром по геологическим картам масштаба 1:200 000). Латеральные изменения фаций подчиняются общему плану, что свидетельствует о принадлежности всех массивов к единой карбонатной постройке (и вторичном характере прерывистости современных выходов карбонатных отложений). Площадь контура территории, в пределах которой откартированы выходы пород карбонатной надформации, составляет 6-7 тыс.кв.км. Последние цифры, с одной стороны, дают представление о первоначальном размере карбонатной постройки, с другой, - позволяют оценить масштабы денудации как значительные и, следовательно, как умеренную представительность материалов, используемых при анализе. Однако правильность наиболее принципиальных выводов особых сомнений не вызывает.

Состав и строение карбонатной надформации, по объему соответствующей боксонской серии, в пределах каждой из полос заметно отличаются. Для южной (Сархой-Урикской) полосы характерна преобладающая роль доломитовой формации. Мощность известняковой формации неустойчива, на некоторых участках ее нижняя часть выклинивается. В составе обеих формаций здесь широко представлены органогенные и грубообломочные породы, доломиты часто сильно окремнены. Структура формаций сложная. Они расчленяются на многочисленные литокомплексы, слагающие геологические тела разнообразной конфигурации и объемов.

В северной (Хайт-Тиссинской) полосе доломитовая формация имеет резко подчиненное значение при выдержанном монотонном строении. Известняковая формация сложена в основном однородными горизонтально-тонкослоистыми известняками. Органические остатки редки, грубообломочные породы отсутствуют.

** Общий термин для тел карбонатных пород, ограниченных с боков и обладающих положительным топографическим рельефом, без суждения о их внутреннем строении . Уилсон, 1980, с. 34.*

Состав и строение доломитовой и известняковой формаций обычно испытывают однонаправленные изменения как в вертикальном, так и латеральном направлениях. Поэтому для раскрытия все взаимосвязей необходимо площадное описание карбонатной надформации как целостного геологического объекта.

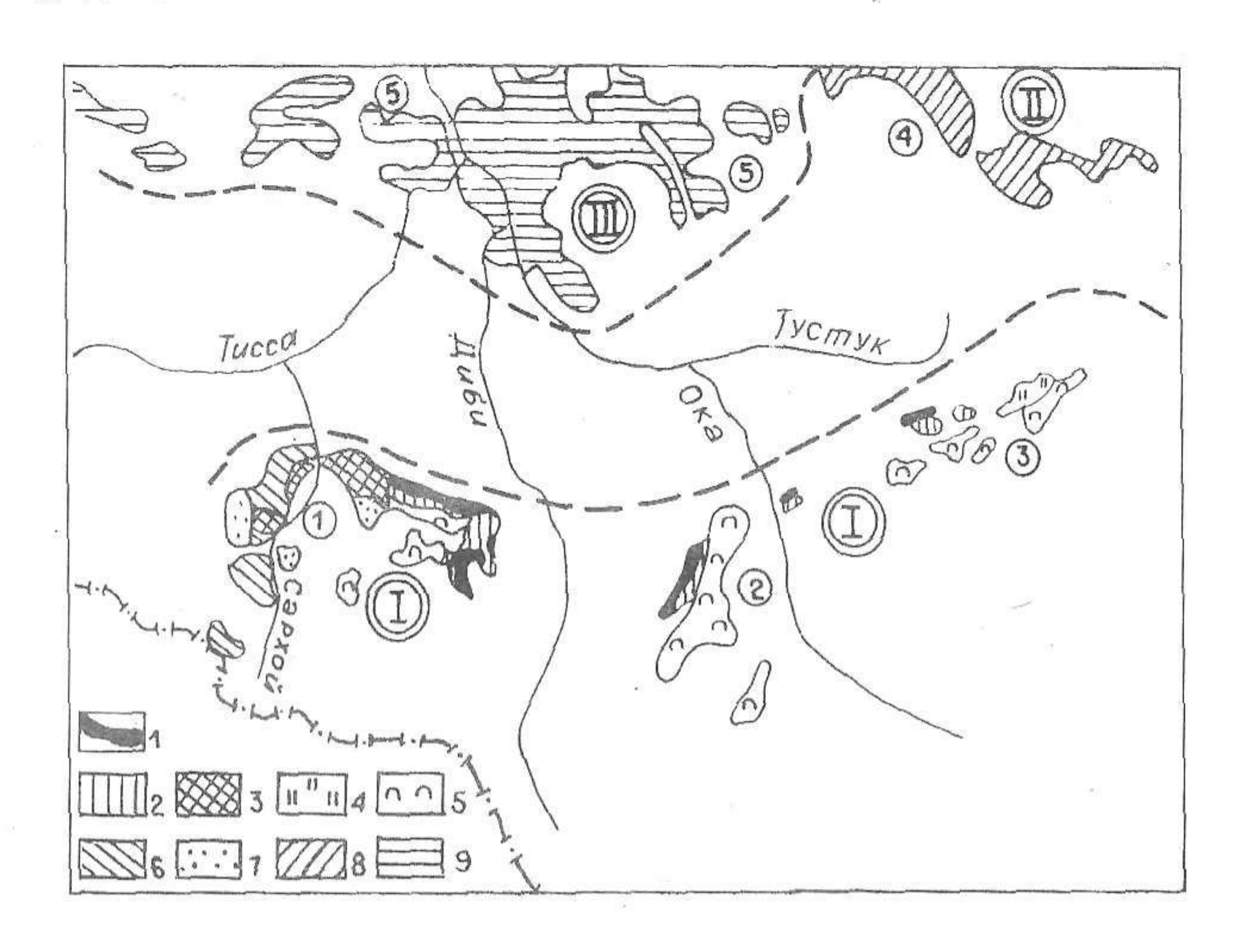


Рис. 22. Схема выходов пород и фациального районирования венд-среднекембрийской карбонатной надформации Окинского плоскогорья.

1-7 - формации Сархой-Урикского междуречья: 1-4 - известняковая, литокомплексы: 1 - доманиковый (хютенская свита, амгинский надъярус), 2 - массивно-известняковый (нюргатинская свита, ленский надъярус), 3 - рифогенный (хужиртайская свита бассейна р.Сархой, алданский надъярус); 4 - доломитово-известняковый (существенно известняковая часть хужиртайской свиты на остальных участках), 5-7 - доломитовая (табинзуртинская и забитская свиты), литокомплексы: 5 - строматолитовый, 6 - массивно-доломитовый и онколитовый нерасчлененные, 7 - песчаниково-конгломератовый (линзы в массивно-доломитовом литокомплексе) 8 - карбонатная надформация Хайт-Бельского междуречья; 9 - флишоидная известняковая формация; 10 - границы между фациальными зонами венд-алданского времени (I - барьерно-отмельная зона, II - склон карбонатной постройки, III - впадина); 11 - современные карбонатные массивы: Сархой-Забитский (1), Боксонский(2), Улзыта-Урикский(3), Хайт-Бельский(4), Орликский (5)

4.2.I.I. Сархой-Урикское междуречье

Находящиеся на Сархой-Урикском междуречье три крупных массива пород боксонской серии (с запада на восток: Сархой-Забитский, Боксонский, Улзыта-Урикский) расположены по ее простиранию. Широкое применение палеонтологического метода позволило с достаточной достоверностью расшифровать продольный профиль карбонатной надформации (рис. 23). Выделяемые здесь доломитовая и известняковая формации сменяют друг друга не только по вертикали, но имеют также сложные латеральные взаимопереходы со скольжением границы в пределах алданского надъяруса нижнего кембрия. В результате объем формаций на разных участках совершенно различный. В бассейне р.Сархоя доломитовая формация по объему соответствует нижней (доломитовой) части боксонской

серии в составе забитской и табинзуртинской свит, известняковая - хужиртайской свите (алданский надъярус нижнего кембрия). Самая верхняя часть карбонатной надформации на этом участке уничтожена денудацией. Восточнее, по р.Забит, отложения алданского надъяруса (хужиртайская свита) представлены доломитами и полностью входят в состав доломитовой формации, а известняковая формация датируется ленским и амгинским надъярусами нижнего-среднего кембрия (нюргатинская и хютенская свиты). В бассейне р.Боксон граница между доломитовой и известняковой формациями находится в верхней части разреза хужиртайской свиты. На Улзыта-Урикском междуречье положение этой границы неустойчиво и меняется от подошвы до кровли хужиртайской свиты.

Главными членами **доломитовой** формации являются разнообразные доломиты, часто сильно окремненные; локально - карбонатные и полимиктовые конгломераты и конглобрекчии; песчаники, алевролиты, пласты бокситов, гематитовых кварцитов, фосфоритов. Терригенные породы имеют обычно лиловую окраску. Из **второстепенных** членов необходимо отметить известняки и аргиллитовые сланцы.

Для доломитовой формации Сархой-Урикского междуречья характерно сравнительно однородное строение. В сущности она представляет собой крупный цельный светлоокрашенный доломитовый массив. Характерна неоднократная перемежаемость (по разрезу и латерально) мощного и относительно монотонного строматолитового литокомплекса с сильно изменчивыми по мощности массивно-доломитовым и онколитовым литокомплексами. Взаимоотношения между литокомплексами по простиранию - зубчатые, с клиновидным проникновением друг в друга.

Самые значительные участки распространения пород строматолитового литокомплекса находятся в бассейнах рек Забит, Хоре, руч. Ондольтой (левобережье среднего течения р. Улзыты) и севернее центральной части (участок Кокунинский) Харанурского фосфоритового месторождения. Наиболее четко литокомплекс выражен в верхней половине разреза формации, где резко преобладают микрослоистые строматолитовые (пластовый тип, очень редко - столбчатые) доломиты, часто в различной степени окремненные (содержание кремнезема колеблется от первых процентов до 80-90%). Характерно наличие многочисленных мелких (до 1-2 см) пустот, обычно частично (или полностью) выполненных кварц-доломитовым материалом. Изредка отмечаются мелкие линзочки и гнезда мелкообломочных брекчий взмучивания. Вниз по разрезу строматолитовая микрослоистость во многих горизонтах становится слабо выраженной, постепенно возрастает роль доломитов светло-серых, мелкозернистых, однородных или неяснопятнистых, иногда с кварцевыми инкрустациями. Отмечаются слои онколитовых доломитов, мелкообломочных карбонатных брекчий, а также слабая фосфатизация. Происходит плавный переход в массивно-доломитовый литокомплекс, почти повсеместно начинающий разрез доломитовой формации.

Массивно-доломитовый литокомплекс слагает многочисленные тела сложной конфигурации мощностью от десятков до сотен метров, на многих участках составляющие фон доломитовой формации. Определяющую роль в составе литокомплекса играют белые и светло-серые однородно-массивные доломиты, природа которых может быть разнообразной (от обломочных? до органогенных пород, при диагенезе утративших первичные текстуры). Характерно очень слабое окремнение пород (редкие мелкие точечные и сетчатые выделения кварца, иногда единичные кремневые желваки). Отмечаются единичные маломощные слои с остатками онколитов или строматолитовых построек, а также линзы мелкообломочных карбонатных брекчий.

Онколитовый литокомплекс, парагенетически тесно связанный с массивно-доломитовым, легко устанавливается по широкому распространению слоев с остатками онколитов, как, например, на правом борту долины р.Урик (меридиональный отрезок реки).

В резко подчиненном объеме в состав доломитовой формации Сархой-Урикского междуречья на многих участках входят линзовидные тела вклинившихся аллофильных (чужих) литокомплексов. Их литологический спектр разнообразен и контрастен (от известняков и полимиктовых конглобрекчий до бокситов, гематитовых кварцитов, пластовых фосфоритов), что способствует уверенному выделению конкретных геологических тел. Для последних характерна полосовидность очертаний, в общем пересекающая простирание отложений боксонской серии. Четкие стратиграфические и площадные закономерности распространения аллофильных литокомплексов не установлены. Из-за частой приуроченности к ним промышленной рудоносности рассмотрим поподробнее имеющиеся материалы.

Самая западная полоса выходов пород аллофильных литокомплексов сохранилась лишь частично между р.Харагантой и истоками р. Хужиртай-Горхон. Большая часть этой полосы срезана мощной субмеридиональной тектонической зоной, ограничивающей Сархой-Забитский карбонатный массив с запада. Наиболее сложным и разнообразным по составу является разрез, описанный на левобережье р.Хараганты в 3,6 км от устья (снизу вверх):

Основание не наблюдалось (перекрыто предгорным шлейфом).

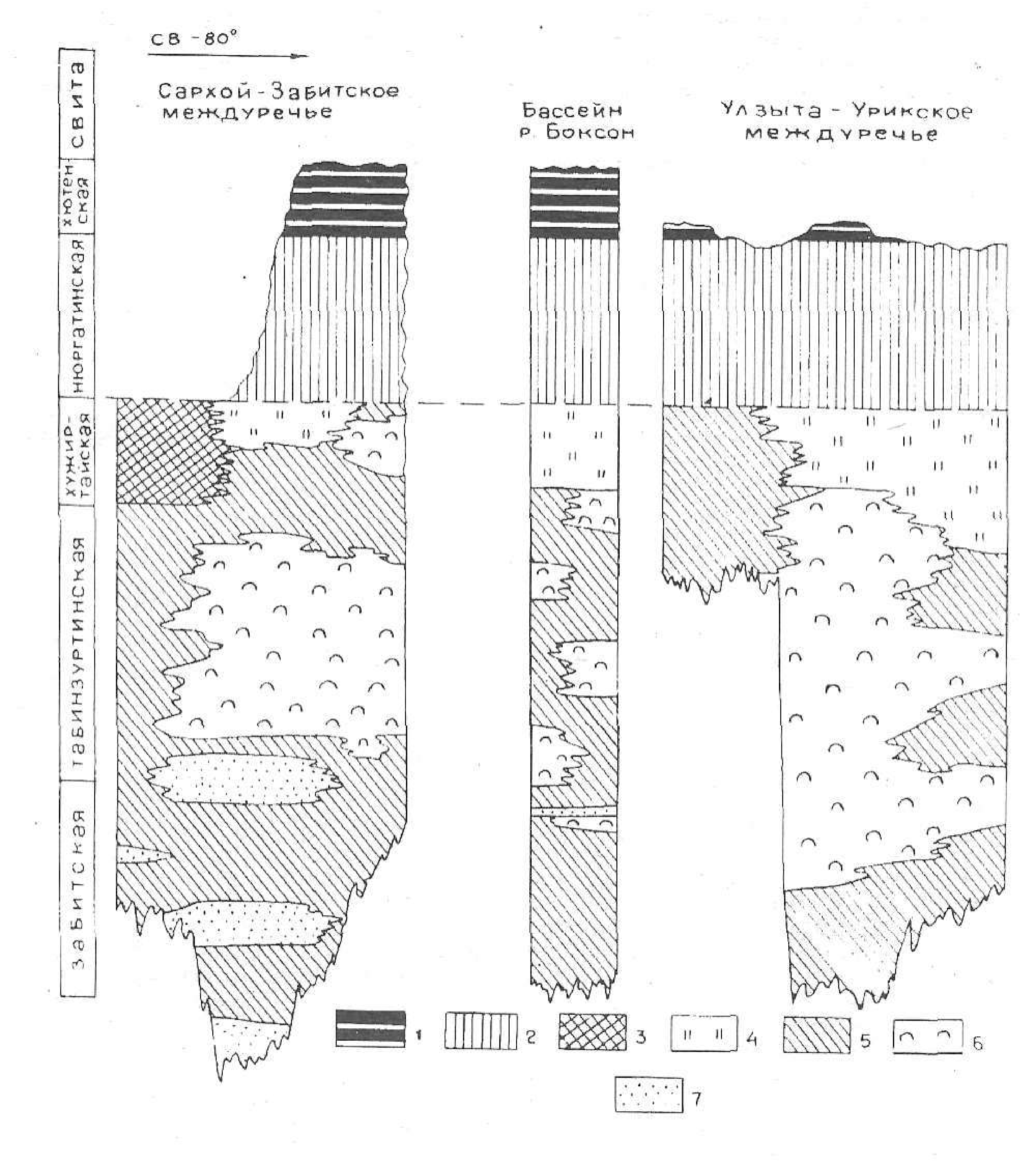


Рис. 23. Продольный профиль венд-среднекембрийской карбонатной надформации на Сархой-Урикск междуречье.

1-4 - известняковая формация, литокомплексы: 1 - доманиковый, 2 - массивно-известняковый, рифогенный, 4 - доломито-известняковый; 5-7 - доломитовая формация, литокомплексы: 5 - массиви доломитовый, 6 - строматолитовый, 7 - песчаниково-конгломератовый

1. Полимиктовые конглобрекчии зеленовато-серые. Сложены несортированными остроугольными, угловатыми, реже плохо окатанными обломками до 8 см в поперечнике (преобладают до 1 см). Состав обломков разнообразный: доломиты, кварц, кварциты, сланцы, но обломки более 2-3 см сложены только доломитами. Отмечаются слои (до 1,2 м) с валунами (до 0,6 м) серых доломитов. Цемент карбонатно-глинисто-алевролитовый - около 25 м.

2. Доломиты темно-серые до черных, гнездами отмечается примесь алеврито-песчаного материала - 160 м.

3. Доломиты светло-серые, в верхней (15 м) части пачки содержащие обильные онколиты - 70 м.

4. Доломиты обломочно-онколитовые, вверх по разрезу постепенно переходящие в доломитовые валунные конгломератобрекчии. В нижней части пачки отмечаются линзы (до 1,5 м) алевритистых аргиллитов - 80 м.

5. Пестроцветная пачка, сложенная тонким переслаиванием лиловых, реже серых граувакковых алевролитов, аргиллитов, мергелей с обломочно-онколитовыми доломитами (иногда - доломитовыми конгломератобрекчиями) - до 30 м.

6. Доломиты серые - 20-25 м.

7. Доломиты темно-серые фосфатосодержащие с редкими линзовидными слойками (первые сантиметры) доломитовых фосфоритов - 10-15 м.

8. Монотонная толща светлоокрашенных массивных доломитов с протяженными (первые километры) линзами мощностью до 400 м белых и светло-серых известняков. Последние в верховьях р.Хужиртай-Горхон иногда содержат остатки онколитов, реже мелкостолбчатых строматолитов. В доломитах эпизодически отмечаются гнезда доломитовых гравелитов. В верхней (300 м) части толщи найдены окремнелые остатки археоциат - около 1300 м.

Суммарная мощность наблюденного разреза более 1700 м.

Стратиграфически выше согласно залегают археоциатовые известняки известняковой формации. На прекрасно обнаженном левобережье р.Хараганты видно, как в восточном направлении на расстоянии 2,5 км терригенные породы, онколитовые доломиты и известняки полностью выклиниваются, сменяясь монотонным разрезом массивно-доломитового литокомплекса.

Несколько восточнее выходы пород аллофильных литокомплексов установлены в полосе шириной около 10 км, протягивающейся в северо-восточном направлении от р.Сархой выше устья р.Хараганты до Балюта-Яматинского водораздела. Здесь хорошо обнажена только нижняя часть доломитовой формации. На Балюта-Яматинском междуречье (район Яматинского месторождения гематитовых кварцитов) описаны (снизу вверх):

1. Плохосортированные валунно-галечные карбонатные конгломераты с мелкими линзами лиловых и зеленых песчанистых алевролитов, постепенно (через переслаивание) сменяющие подстилающую терригенную толщу - до 350 м.

2. Доломиты массивные светло-серые - 250-300 м.

3. Нижняя рудоносная пачка - грубообломочные плохосортированные полимиктовые конгломераты, в верхней части пачки переходящие в песчаники и алевролиты с пластовыми телами гематитовых руд - 250-300 м.

4. Доломиты массивные светло-серые - около 300 м.

5. Верхняя рудоносная пачка по составу и строению близка нижней рудоносной пачке - 270-300 м.

6. Доломиты массивные светло-серые - 150 м.

7. Доломиты органогенные светло-серые с обильными остатками онколитов и пластовых строматолитов. Характерно интенсивное послойное окремнение - 350 м.

8. Доломиты органогенные, от подстилающих отличаются слабым окремнением - 275 м.

Суммарная мощность наблюденного разреза 2200-2300 м.

Отложения, залегающие стратиграфически выше, в основном перекрыты мощными четвертичными ледниковыми образованиями. Южнее, на водоразделе р.Сархоя (выше устья р.Хараганты) и р.Балюты, мощность терригенных пачек не превышает 60 м при заметном уменьшении роли конгломератобрекчий и полимиктового материала. Появляются горизонты (до 85 м) темно-серых до черных доломитов, перекрывающие терригенные пачки и образующие в совокупности с последними четко обособленную парагенетическую ассоциацию. На правобережье р.Сархой в районе устья р.Хараганты в зоне перехода к массивно-доломитовому литокомплексу отмечаются онколитовые доломиты, часто интенсивно окремненные, и мелкие линзы высококачественных фосфоритов (проявление "Базовое").

В бассейне р.Боксон к аллофильным литокомплексам относится бокситоносный одноименного месторождения, детально охарактеризованный ниже в главе V. Здесь упомянем только о полосовидности строения месторождения, намечаемой, с одной стороны, по изменениям мощностей бокситоносных горизонтов, с другой - по распределению наиболее качественных руд.

Бокситоносные горизонты установлены также на левобережье р.Улзыты (Ондольтойское проявление) и на самой восточной оконечности выходов пород доломитовой формации в бассейне р.Урик (Баргутэйское проявление).

В бассейне р.Ондольтой, в 20 км к востоку от Боксонского месторождения, бокситоносный горизонт маршрутами и геофизическими исследованиями прослежен по простиранию на 13 км (оба фланга перекрыты мощными ледниковыми отложениями). Тремя канавами и линией скважин вскрыты красные аллиты с содержаниями глинозема 26-36% при кремневом модуле до 1,2 (Геология и рудоносность..., 1989).

Баргутэйское проявление высокоглиноземистых пород находится на левобережье р.Урик в 4-5 км севернее устья р.Холбо и примерно в 60 км восточнее Боксонского месторождения. Проявление испытало сильное термальное воздействие крупного интрузивного массива, обрезающего выходы пород боксонской серии по простиранию. В результате вмещающие доломиты массивно-доломитового литокомплекса стали мелкокристаллическими, а породы бокситоносного горизонта превращены в различные роговики. По данным В.Г.Скопинцева (Геология и рудоносность..., 1989), имеется два пласта высокоглиноземистых пород, разделенных пачкой доломитов мощностью 70-85 м. **Нижний** пласт (6,5 м), залегающий на слабоволнистой поверхности доломитов, непрерывно прослежен по простиранию на 1,5 км. В северном направлении он ограничен разломом, в южном - перекрыт базальтами. *Мощность пласта, внешний облик и химизм слагающих его пород устойчивы. Нижняя часть пласта* мощностью около 2,5 м сложена корундовыми и корунд-тальковыми породами (здесь и далее использованы петрографические описания А.А.Шафеева) темно-серыми до черных, массивными, с магнетитом, на отдельных участках в подошве они сульфидизированы. Содержания Al_2O_3 - 52-58,4%; SiO_2 - 7,3-17,34%; суммы окислов железа - 15,03-20,05%; кремневый модуль - 3,3-7,8. Верхняя часть пласта мощностью до 4 м сложена роговиками гранат-ставролитовыми, биотит-ставролитовыми, флогопит-тремолит-плагиоклазовыми и др., массивными, иногда с гнездами гравелитов. Содержания Al_2O_3 - 36,15-42,90%; SiO_2 - 29,95-34,0%; суммы окислов железа - 10,14- 19,79%; кремневый модуль - 1,06-1,43.

Верхний пласт (8-9 м) прослежен по простиранию на 650 м. С севера он обрезан разломом, а в *южном направлении перекрыт сравнительно мощными четвертичными отложениями. Пласт* характеризуется сложным изменчивым строением и большим разнообразием слагающих его пород. Среди последних описаны роговики порфиробластические двуслюдяные с андалузитом и кордиеритом и флогопит-тремолит-плагиоклазовые; сланцы мусковит-андалузитовые (с силлиманитом) порфиробластические и мусковит-кварцевые (метапесчаники аркозового состава). Резко преобладают породы с содержанием Al_2O_3 - 28-32%; SiO_2 - 47,50-55,40%; суммы окислов железа - 3-12%; кремневым модулем 0,55-0,61. Окраска их серая с различными оттенками (темным, коричневатым, зеленоватым), структуры - псаммитовые, иногда гравийная. В отдельных пробах установлено наличие свободного глинозема (до 1%). В метапесчаниках содержание SiO_2 достигает 75% при кремневом модуле 0,12-0,17.

Основные особенности обстановок накопления пород доломитовой формации реконструируются с достаточной степенью достоверности. Строматолитовый литокомплекс фиксирует приливно-отливные равнины, устойчиво существовавшие, по-видимому, в течение всего (или почти всего) времени формирования доломитовой формации. Онколитовый литокомплекс указывает на локальное существование повышенной гидродинамической энергии морских вод (волнения, приливно-отливные или вдольбереговые течения). Прибрежный характер отложений доломитовой формации в целом однозначно подтверждается наличием кулисообразно расположенных линзовидных тел аллофильных терригенных и бокситоносных литокомплексов. Обломочный материал полимиктового состава (эпохи *ослабевания химического выветривания) и продукты размыва латеритных кор выветривания* (эпохи интенсивного химического разложения пород области денудации) сбрасывались с суши мощными наземными водотоками, осаждаясь в основном в подводных конусах выноса. Последние, как и эрозионные ложбины, служившие путями транспортировки, контролировались в основном гравитационными силами, т.е. иными, чем факторы, определявшие контуры фациальных зон карбонатонакопления. Поэтому участки распространения алюмосиликатных осадочных пород имеют наложенный (секущий) характер по отношению к фациальному плану карбонатной седиментации. Впрочем, особенности гидродинамического (повышенная активность) и солевого (поступление больших объемов пресной воды) режимов этих участков отразились и в карбонатной составляющей разреза (тела известняков, массовые скопления онколитов, повышенные концентрации фосфора).

***Известняковая** формация по объему соответствует верхней (известняковой) части боксонской* серии в составе хужиртайской (полностью - в бассейне р.Сархой, частично - в бассейнах рек Боксон, Улзыта, Урик), нюргатинской и хютенской свит (повсеместно).

Главными членами формации являются известняки различных окрасок и чистоты, **второстепенными** - известняковые конгломератобрекчии, брекчии, доломиты и доломитовые известняки.

В составе известняковой формации достаточно четко выделяются четыре литологических комплекса: рифогенный (по объему совпадает с хужиртайской свитой бассейна р.Сархой), доломито-

известняковый (существенно известняковая часть хужиртайской свиты на остальных участках), массивно-известняковый (нюргатинская свита) и доманиковый (хютенская свита). Не исключено, что на некоторых участках самая верхняя часть массивно-известнякового литокомплекса синхронна доманиковому и смена этих литокомплексов происходит не только по вертикали, но частично и латерально.

Рифогенный литокомплекс на Хужиртай-Горхон-Сархойском междуречье представляет собой однородный массив светло-серых известняков длиной около 15 км, шириной 1,5-2 км и мощностью порядка 1000 м. Признаки седиментационной слоистости и плитчатость не описаны, что объясняется резким преобладанием каркасных известняков. Последние, как правило, более чем наполовину сложены взаимно обрастающими ветвисто-кустистыми остатками водорослей и археоциат. По простиранию литокомплекс очень устойчив. По исключительной однородности внутреннего строения литокомплекс наиболее близок к монобиогермным массивам (Геологическая съемка..., 1982, с.28). Однако кое-где в нижней части литокомплекса отмечаются линзовидные тела карбонатных брекчий и доломитов. Количество и мощность линз карбонатных брекчий, а также размеры слагающих их обломков возрастают в южном (юго-западном?) направлении. Одна из наиболее крупных линз карбонатных брекчий вскрыта в верхнем течении ручья, впадающего в р.Сархой слева в 1150 м ниже устья р.Хараганты. Брекчии мощностью несколько десятков метров сложены остроугольными обломками (до 10 см, в среднем 3-5 см) светло-серых, эпизодически розовых, темно-серых известняков и доломитов. Насыщенность породы обломками - 30-50%, цемент - светло-серый известняк с редкими катаграфиями. Эти брекчии можно интерпретировать как останец околорифового обломочного шлейфа, рассматривая рифогенный литокомплекс в качестве органогенной постройки, промежуточной между монобиогермной грядой и рифом.

Доломитово - известняковый литокомплекс (около 500 м), представленный отложениями алданского надъяруса нижнего кембрия, имеет двучленное строение. Нижняя его часть сложена белыми и серовато-белыми известняками с многочисленными прослоями (первые метры) светло-серых до серых доломитов и известковых доломитов. По простиранию роль доломитовой составляющей изменчива. Характерно обилие органогенных образований, среди которых резко преобладают онколиты, встречающиеся совместно с фрагментированными остатками водорослей и различных скелетных организмов. Установлены мелкие обломки трилобитов и брахиопод. Отмечаются маломощные (от первых сантиметров до 1 м) линзовидные прослои с остатками строматолитов. Органогенные разновидности пород более часты среди доломитов и известковых доломитов. В верхней части литокомплекса прослои доломитов встречаются эпизодически. Окраска известняков становится серой (до темно-серой), текстуры однородными массивными. Макроскопически видимые органические остатки встречаются гораздо реже и представлены в основном строматолитами.

Интерпретация условий образования доломито-известнякового литокомплекса затруднена из-за недостатка фактических материалов и, прежде всего, из-за слабого петрографического исследования пород. По имеющимся материалам наиболее вероятно, что эта фация открытых лагун на краю барьерной зоны (стандартный фациальный пояс 7 по Дж.Уилсону, 1980, с. 40-43, 374-375).

Массивно - известняковый литокомплекс (нюргатинская свита) обнажается в виде узкой (0,5-1 км) полосы субширотного простирания, протягивающейся вдоль южного крыла Окинской структуры на расстоянии около 90 км. Состав литокомплекса (800-950 м): известняки, локально - единичные маломощные горизонты доломитов и редкие мелкие линзы и гнезда несортированных карбонатных брекчий. Характерны: микритовая (иловая) природа известняков; четко выраженная плитчатость, преимущественно толстая; широкое распространение слоистых текстур; заметные изменения окраски пород (от светло- до темно-серой) как по вертикали, так и латерально. Ископаемые организмы представлены в основном трилобитами и брахиоподами, остатки которых слагают маломощные тафостромы (Геологическая съемка..., 1982, с.53).

Типовым разрезом литокомплекса является описанный в разделе 2.1.4.1. Наблюдаются стратиграфические и латеральные взаимопереходы пачек (первые десятки - первые сотни метров) известняков светлой и темной окраски, местами с незначительными примесями алевритового или песчаного материала. В излучине р.Забит в южной части выходов литокомплекса установлены т.н. "бокситовые брекчии", слагающие кулисообразно расположенные тела протяженностью до десятков метров при мощности метры - первые десятки метров. Слагающие их обломки (до 0,5 м) известняков не окатаны и не сортированы. Бокситовый материал находится в виде примеси в известняковом цементе. На правобережье р.Забит опробована одна из линз "бокситовых брекчий". Бокситовый материал в цементе брекчий в заметных количествах появляется в верхней части линзы, причем его содержание увеличивается вверх по разрезу. Во всех шести проанализированных пробах кремневый модуль колеблется около единицы, т.е. наличие высокоглиноземистых минералов не вызывает сомнений.

Интерпретация условий формирования массивно-известнякового литокомплекса через подбор аналогов среди стандартных типов микрофаций по Дж.Уилсону (1980, с. 40-43, 80-85) приводит к выводу, что это отложения подножия передового склона рифоподобной органогенной постройки.

Доманиковый литокомплекс (хютенская свита) как таковой впервые выделен в 1987 г. Б.А.Далматовым. Его характерными особенностями являются резко сокращенная мощность (порядка 150 м против 800-1000 м карбонатных отложений других фаций, накапливавшихся за соизмеримое время); преобладание глинистых и алевритистых известняков, их темно-серая до черной окраска. Известняки слоистые, средне- и тонкоплитчатые. Монотонность разреза изредка нарушается появлением маломощных (до 0,7 м) прослоев светлых известняков. В отдельных слоях содержатся обильные остатки трилобитов и брахиопод. Фациальная природа доманикового литокомплекса интерпретируется как осадки сравнительно глубоководного плато, примыкавшего к органогенной постройке со стороны открытого моря.

4.2.1.2. Бассейны рек Большой Белой и Хайт

В 20 км севернее восточного ограничения Улзыта-Урикского карбонатного массива венд-кембрийская карбонатная надформация слагает полосу северо-западного простирания длиной около 50 км при ширине от 4 км до 12 км. Контакты надформации здесь в основном тектонические и интрузивные. Нижний контакт на многих участках с существенным тектоническим срезанием, верхний - кое-где, например, по р.Хайт, описан как нормально стратиграфический. Объем карбонатной надформации Хайт-Бельского массива меньше, чем на Сархой-Урикском междуречье, так как по р.Хайт остатки фауны в кровле надформации относятся к характерным для нижней половины ленского надъяруса нижнего кембрия.

Строение карбонатной надформации в бассейнах рр.Большой Белой и Хайт характеризуется значительной фациальной изменчивостью. Самый полный разрез надформации описан в бассейне р.Хайт (Геология и метаморфизм..., 1988, с.41-48, резюме см. в разделе 2.1.4.1.), где известняковые литокомплексы в стратиграфическом разрезе появляются дважды, слагая основание и верхнюю часть карбонатной надформации. Представляется, что здесь находится переходная зона между двучленным (доломитовая и известняковая формации) и однородным известняковым типами разрезов карбонатной надформации с глубоким вклиниванием доломитовой формации в известняковый разрез.

Нижние горизонты **известняковой** формации, начинающие разрез карбонатной надформации на водоразделе Хайта-Большой Белой сложены известняками темно-серыми до черных, мелко-, среднекристаллическими, однородными, обычно тонкоплитчатыми (1-2 см), общей мощностью не менее 700 м (литокомплекс темных плитчатых известняков). На левобережье Большой Белой в районе г.Тыпэр в известняках встречаются мелкие и крупные (до 0,5 см) углисто-известковистые, сильно перекристаллизованные онколиты Osagia f.n. и Nubecularites.

Стратиграфически выше залегают породы **доломитовой** формации, мощность которой в бассейне р.Хайт достигает 2100 м. В целом облик формации монотонный, хотя и намечаются некоторые фациальные изменения по простиранию. На водоразделе Хайта-Большой Белой формация сложена доломитами серовато-белыми, мелкозернистыми, массивными. Лишь эпизодически в них наблюдается горизонтальная правильная тонкая (1 мм) слоистость. В верхней трети разреза отмечен горизонт (около 80 м) известняков и доломитовых известняков светло-серых, мелкозернистых, часто с округло-комковатой или полосчатой текстурой биогенного типа, с сильно проявленным доломитовым метасоматозом и гнездами - диагенетическим окремнением. Горизонт трассируется грядой скал и может быть использован в качестве местного маркера.

В северо-западном направлении намечается некоторое усложнение строения формации. На левобережье р.Хайт наблюдается чередование пачек (50-100 м) серовато-белых массивных и слоистых доломитов при некотором преобладании последних. Слоистость в доломитах горизонтальная тонкая (1-3 мм) и очень тонкая, равномерная, правильная и неправильная, с резкими границами слойков, иногда подчеркивается слабым диагенетическим окремнением. Отмечается также полого-волнистая слоистость. Встречены отдельные горизонты плитчатых (5-10 см) доломитов, окрашенных на поверхностях выветривания в желтоватый цвет.

В 15 км юго-восточнее р.Хайт, по р.Большой Белой сохранилась только самая верхняя часть (220 м) доломитовой формации (остальное уничтожено гранитной интрузией), сложенная доломитами серыми, мелкокристаллическими, массивными, в отдельных интервалах (до 5 м) белого цвета или с правильной тонкой (1-5 миллиметров) полосчатостью. Переход к залегающей выше известняковой формации постепенный, через переслаивание (50-140 м) доломитов, известковых доломитов и известняков молочно-белых, мелко-, среднекристаллических, массивных, изредка с правильной тонкой полосчатостью. Общая мощность переходной зоны 400 м.

По общему облику доломитовая формация бассейнов рек Хайт и Большой Белой заметно отличается от одноименной формации Сархой-Урикского междуречья. Здесь не отмечены грубообломочные породы (конгломераты и брекчии различного состава), остатки строматолитов, крустификационные текстуры; очень редко встречаются микрофитолиты, т.е. полностью отсутствуют диагносцирующие признаки прибрежно-барьерной зоны. Массивные однородные доломиты, резко преобладающие в сос-

таве формации, скорее всего, являются микритовыми, накапливавшимися близ подножия пологого склона барьерной постройки (фациальный пояс 3 стандартного фациального профиля Дж.Уилсона, 1980, с.38-43).

Верхняя часть **известняковой** формации, перекрывающая доломитовую формацию, по р.Хайт расчленяется на несколько литологических комплексов с хорошо выраженной тонкой стратификацией (снизу вверх): пятнистых доломитовых известняков, археоциатовый известняково-доломитовый, археоциато-трилобитовый плитчатых известняков. Перечисленные литокомплексы четко обособляются друг от друга, но по простиранию испытывают быстрые и значительные фациальные изменения и уверенно прослеживаются только на несколько километров.

Литокомплекс пятнистых доломитовых известняков (600 м) с доломитовой формацией имеет четкий, литологически резкий контакт. О согласном его характере косвенно свидетельствуют прослои пятнистых доломитовых известняков, присутствующие в резко подчиненном количестве в верхней части доломитовой формации. Характерной особенностью литокомплекса, наблюдаемой визуально на значительном расстоянии, является четко выраженная, сравнительно равномерная стратификация. Последняя часто подчеркивается плитчатостью (0,5-1 м). Повторяемость слоев ритмичная. Обычно ритмы начинаются слоями (1-2 см) мелко-, тонкообломочных доломитов, иногда с незначительной примесью кальцита. Нижний контакт четкий, резкий, неровный, нередко с признаками размыва, верхний - постепенный, как правило, тоже достаточно четкий. Часто наблюдаются округлые обособления неясного генезиса, размеры которых к верхней части слоя постепенно возрастают (от долей миллиметра до 1-2 мм). Вторым членом ритмов являются слои (10-100 см, в среднем 40-60 см) светло-серых мелкозернистых доломитовых известняков. Состав породы неустойчив - от доломитовых известняков до известковых доломитов. Процессы диагенетического перераспределения доломита и кальцита (последний по времени проявления - кальциевый метасоматоз) сильно затрудняют расшифровку первичных структурно-текстурных особенностей породы. Широко распространенные причудливые тонкие (1-5 мм) полосы, в общем параллельные слоистости, и округлые (до 1 см) образования, по мнению Г.А.Воронцовой, иногда имеют явно биогенную природу. Весьма часто отмечаются гнезда и полосы с диагенетической псевдобрекчиевой структурой. В отдельных интервалах, особенно в нижней части литокомплекса, ритмичность строения выражена неотчетливо. На фоне общей неустойчивости состава пород литокомплекса (доломитовые известняки - известковые доломиты) роль доломитового компонента явно возрастает в северо-западном направлении.

Археоциатовый известняково - доломитовый литокомплекс (150 м) по правому борту долины левого истока ручья, впадающего в р.Хайт справа в 3,8 км выше р.Номто-Гол, имеет цикличное строение: горизонты (10-15 м) доломитов серых причудливо-пятнистых переслаиваются примерно с такими же по мощности горизонтами черных известняков. Последние характеризуются неустойчивостью состава: преобладают плитчатые разновидности, обогащенные глинистым материалом.

Довольно много крупнопятнистых доломитовых известняков: в известняковой основной массе причудливые слойки, гнезда и пятна доломитового состава. Эта разновидность известняков часто содержит обильные остатки археоциат, концентрирующихся в слоях мощностью 2-5 см, иногда немного больше. Некоторые экземпляры археоциат окремнены. По мнению Ю.И.Воронина, комплекс археоциат характерен для верхов алданского надъяруса нижнего кембрия, хотя пока нельзя исключать датировку низами ленского надъяруса.

В 2 км северо-западнее, на правом берегу р.Хайт, литокомплекс имеет двучленное строение. Нижняя его половина сложена слабо известковистыми доломитами, с тонкой (до 1-2 см) горизонтальной линзовидно-волнистой слоистостью. Вверх по разрезу постепенно возрастает известняковая составляющая. Доломиты сменяются известковыми доломитами и доломитовыми известняками серыми до темно-серых, мелкозернистыми, неяснопятнистыми. Органические остатки не обнаружены.

На левобережье р.Хайт наблюдалась только нижняя часть литокомплекса, сложенная доломитами серыми, мелкозернистыми, причудливо-пятнистыми, иногда с небольшой примесью известкового материала. Эпизодически отмечаются мелкие окремненные корковые строматолиты.

Быстрое исчезновение в северо-западном направлении археоциатовых доломитовых известняков и их смена известковыми доломитами и доломитами достаточно достоверно установлена использованием в качестве местного маркера подстилающего литокомплекса пятнистых доломитовых известняков, фациально более выдержанного.

Литокомплекс археоциато - трилобитовый плитчатых известняков (450 метров) на правобережье р.Хайт начинается горизонтом (40 метров) известняков серовато-белых, мелкозернистых, пятнистых, с редкими археоциатами, по которым возраст вмещающих пород, по мнению Ю.И.Воронина, скорее всего санаштыкгольский (ленский надъярус нижнего кембрия). В строении литокомплекса намечается цикличность. Циклы мощностью 10-25 м, иногда до 50 м, начинаются горизонтами (1-4 м) органогенных известняков, часто с небольшой (10%) примесью доломита. Органогенные известняки переполнены остатками водорослей, микрофитолитов,часто встречаются археоциаты, трилобиты, брахиоподы. Выделяются слои (5-25 см), отличающиеся размерами микрофитолитов. В ряде

случаев с органогенными известняками контактируют слойки (1-2 см) темно-серых глинистых известняков с повышенными содержаниями пятиокиси фосфора (до первых процентов). Средняя и верхняя части циклов сложены известняками темно-серыми до черных, мелкозернистыми, массивными, изредка тонкослоистыми (1-4 см). В ряде случаев слоистость подчеркивается псаммитовой структурой пород. Эпизодически отмечаются слойки темно-серых углисто-глинистых сланцев. В массивных и слоистых известняках макроскопически видимые органические остатки (археоциаты, трилобиты, брахиоподы) встречаются очень редко. По заключению Ю.И.Воронина (археоциаты) и Б.А.Далматова (трилобиты, брахиоподы), возраст литокомплекса соответствует санаштыкгольскому горизонту ленского надъяруса нижнего кембрия.

В юго-восточном направлении горизонты органогенных, существенно микрофитолитовых известняков быстро выклиниваются. В 2 км от русла р.Хайт литокомплекс сложен известняками темно-серыми до черных, мелкозернистыми, массивными и тонкополосчатыми, изредка тонко-причудливо-слоистыми. Характерна тонкая плитчатость. Отмечаются маломощные интервалы тонкого (1-5 мм) переслаивания темно-серых массивных известняков с запесоченными, слабо окремненными известняками и углисто-глинистыми сланцами. Изредка встречаются овальные желваки (до 1,5 см) фосфоритового и доломитового состава. Эпизодически в тонко-причудливо-слоистых известняках видны мелкие развальцованные археоциаты, другие органические остатки не обнаружены.

В северо-западном направлении роль органогенных известняков быстро и резко возрастает, появляются единичные мелкие строматолитовые постройки. Одновременно происходит заметное осветление окраски значительной части пород. К археоциато-микрофитолитовым известнякам приурочены мелкие линзочки (первые сантиметры) кремнистых фосфоритов.

На водоразделе рек Хайт и Шебелик в составе литокомплекса в значительных количествах отмечается доломитовый компонент: появляются горизонты пятнистых органогенных доломитовых известняков, в которых в одной точке найдены остатки археоциат.

По р.Большой Белой, в 15 км к юго-востоку от р.Хайт, стратиграфически выше доломитовой формации описан следующий разрез известняковой формации (снизу вверх):

1. Известняки и доломитовые известняки светло-серые до серых, мелко-, среднекристаллические, с тонкой (4-8 мм) горизонтальной правильной и линзовидно-биогенной слоистостью, изредка с пятнисто-ячеистой текстурой. Отмечено два горизонта (60 м и 110 м) известковых доломитов, серовато-белых, мелкозернистых, массивных, реже неяснопятнистых и диагенетически-брекчиевидных. В верхней части пачки найдены редкие остатки археоциат - 650 м.

2. Известняки темно-серые до черных, массивные, реже диагенетически брекчиевидные. В последних иногда встречаются обильные остатки археоциат. Изредка отмечаются маломощные слои (5-10 см) псаммитовых известняков, переполненные остатками археоциат, трилобитов и брахиопод - 150 м.

3. Известняки темно-серые до черных, мелкозернистые, массивные, подчиненно с горизонтальной правильной тонкой слоистостью и диагенетически брекчиевидные. В брекчиевидных известняках в нескольких точках найдены археоциаты, отмечены водоросли - не менее 500 м.

Более высокие части разреза по р.Большой Белой не сохранились. К сожалению, определена только незначительная часть сборов остатков фауны по р.Большой Белой, что вносит элемент условности в сопоставлениях с районом р.Хайт. На настоящем этапе исследований с археоциатовым известняково-доломитовым литокомплексом р.Хайт с большой степенью вероятности параллелизуется пачка "2" вышеописанного разреза по р.Большой Белой. Подстилающая пачка "1" и перекрывающая пачка "3" сопоставляются, соответственно, с литокомплексами пятнистых доломитовых известняков и археоциато-трилобитовым пятнистых доломитов. Направленность фациальных изменений хорошо согласуется с установленной в бассейне р.Хайт. В юго-восточном направлении, к р.Большой Белой происходит увеличение роли известкового компонента, а роль органогенных осадков существенно уменьшается.

Наиболее подходящей моделью обстановки образования известняковой формации Хайт-Бельского карбонатного массива является стандартный фациальный пояс 2 Дж. Уилсона (1980, с. 39-43, 371) - открытый морской шельф с отмелями, длительное время существовавшими над крупными иловыми доломитовыми куполами. Рассматриваемая область находилась с **внешней** стороны прибрежно-барьерной зоны, т.к. полностью отсутствуют аллофильные бокситоносные и железорудные горизонты, известные на Сархой-Урикском междуречье. Последние вклиниваются в барьерную зону на многих участках и, естественно, должны присутствовать в разрезах между барьером и сушей. Глубина моря на значительной части территории Хайт-Бельского междуречья, видимо, превышала оптимальные для жизнедеятельности бентосных организмов, что объясняет, например, трудности поисков остатков фауны в бассейне р.Большой Белой. Сделанные здесь отдельные находки этому не противоречат. Дж.Уилсон (1980, с.378) приводит примеры современных аналогов древних биогерм некоторых типов, которые сейчас располагаются на глубине 700 м.

В составе карбонатной надформации по р.Хайт отсутствуют отложения верхней половины ленского и всего амгинского надъярусов, что связано с латеральными изменениями характера осадконакопления. В течение этого возрастного интервала оно было чисто карбонатным только на Сархой-Урикском междуречье, а по р.Хайт шло накопление отложений известняково-сланцевой формации (500 м). Взаимоотношения между последней и карбонатной надформацией описаны на левом борту долины р. Хайт, в 4,3 км выше р.Номто-Гол. В обнажении, находящемся примерно на высоте 70 м от подошвы склона, на археоциатовых известняках известняковой формации согласно залегает пачка (120 м) темно-серых серицит (5%) - кварцевых (85%) сланцев, в отдельных интервалах ритмично переслаивающихся (1-7 см) с черными микрополосчатыми известняками. Контакт между формациями резкий, ровный, без каких-либо признаков тектонических подвижек. Стратиграфически выше наблюдается чередование пачек сланцев (40-120 м) и известняков (25-100 м).

Известняки серые, темно-серые до черных, мелко -, среднезернистые, обычно с горизонтальной правильной, иногда линзовидно волнистой микрослоистостью. Определимые органические остатки в породах формации не найдены, поэтому ее точный возрастной диапазон остается неустановленным. Интерпретация условий образования известняково-сланцевой формации во многом гипотетична. Скорее всего, осадконакопление происходило в сравнительно глубоководной впадине (троге?) на удалении от подводных склонов.

4.2.1.3. Окрестности пос.Орлик

Западнее бассейнов рек Хайт и Большой Белой выходы пород венд-кембрийской карбонатной надформации образуют субширотную полосу, протягивающуюся от истоков р.Яхошоп (правый приток р.Тустук) до среднего течения р.Сенцы на расстояние около 70 километров при ширине от первых километров до 25 км. Пос.Орлик находится в центральной части этой полосы, где поля карбонатных пород наиболее обширны. Нижний контакт надформации неизвестен, верхний - тектонический. На многих участках надформация прорвана крупными гранитоидными массивами.

Доломитовая формация на рассматриваемой территории сохранилась в небольших тектонических блоках (чешуях?) в самой южной части выходов пород надформации, например, на водоразделах Тиссы-Балакты и Диби-Оки, где Ю.П.Катюхой описан следующий разрез (снизу вверх):

1. Доломиты серые, участками светло-серые и белые, мелкозернистые, массивные - 80-100 м.
2. Доломиты серые и темно-серые - 20-50 м.
3. Доломиты известковистые онколитовые темно-серые с линзами и желваками (до 10-20 см в поперечнике) зеленовато-серых мергелей, включающие мелкие разрозненные строматолиты -10 м.
4. Доломиты светло-серые, подчиненно белые и кремовые, плитчатые, на отдельных участках со столбчатыми строматолитами - 40 м.
5. Доломиты светло-серые, серые пятнистые с кремневыми инкрустациями, иногда с остатками водорослей Epiphyton sp - 30 м.

Суммарная мощность наблюденного разреза 180-230 м.

Остальные (около 98%) выходы пород карбонатной надформации в окрестностях пос.Орлик относятся к **известняковой** формации (до 3000 м). Сложена она светло-серыми и серыми известняками преимущественно с тонкой ритмичной (флишеподобной) слоистостью. В отдельных интервалах известняки массивные. Очень редко отмечаются мелкие археоциатовые биогермы, изучение которых показало примерную синхронность (нижняя часть ленского надъяруса) верхней границы карбонатной надформации в окрестностях пос. Орлик и по р.Хайт (см. раздел 2.1.4.1.). Другие породы (кварц-серицитовые сланцы, кремни) в разрезе формации появляются эпизодически. Из-за однородности строения формации расчленить ее в окрестностях пос.Орлик на литокомплексы или градации на настоящем этапе исследований не удается. Известняковая формация окрестностей пос.Орлик по сравнению с синхронными отложениями Хайт-Бельского карбонатного массива образовалась в более "мористых", более глубоководных условиях на самом краю карбонатообразующего шельфа.

4.2.1.4. Выводы

Венд-кембрийская карбонатная надформация слагает на Окинском плоскогорье карбонатную постройку, в строении которой впервые четко описана резкая фациальная изменчивость ее поперечного профиля. Также впервые намечены три основных этапа образования карбонатной надформации: венд-алданский век (возможно, до начала ленского века исключительно), ленский век и амгинский век (рис. 24). В течение всего первого этапа расположение фациальных зон характеризовалось консервативностью (рис. 22). На территории Сархой-Урикского междуречья располагалась отмельно-барьерная зона, окаймлявшая островную сушу. Кое-где сохранились фрагменты, с одной стороны, "зарифовых" фаций, с другой, - отложения верхней части склона барьерной постройки. Севернее, на Хайт-Бельском междуречье и в окрестностях пос.Орлик, находился открытый шельф, где характер

осадконакопления существенно зависел от рельефа морского дна (пологий склон, впадинные фации) и удаленности от барьерной зоны.

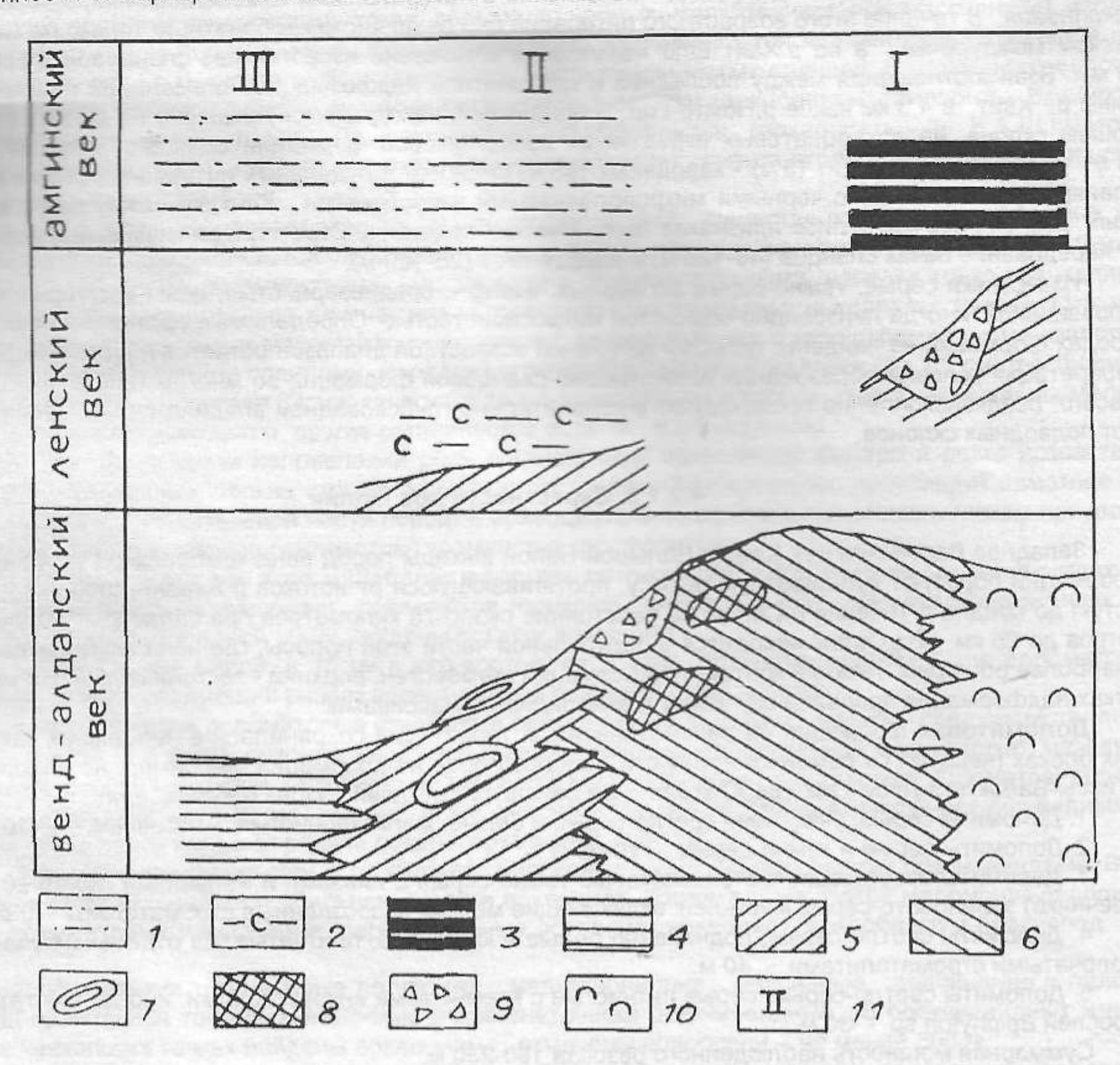


Рис. 24. Схема этапности образования венд-среднекембрийской Боксон-Орликской морской карбонатной банки.

1-4 - глубоководные впадины, зоны накопления осадков: 1 - терригенного флишоида (низы окинской серии), 2 - аспидной формации (верхняя, известняково-сланцевая часть разреза боксонской серии по р.Хайт), 3 - доманикового литокомплекса (хотенская свита), 4 - известнякового флишоида (боксонская серия окрестностей пос. Орлик); 5-9 - склон карбонатной постройки: 5 - нижняя часть, 6 - верхняя (барьерная) часть, 7 - иловые купола, 8 - биогермы, 9 - грубообломочный шлейф; 10 - отмельная зона; 11 - участки выходов карбонатной надформации: Сархой-Урикское междуречье (I), Хайт-Бельское междуречье (II), окрестности пос. Орлик (III)

Во второй этап (ленский век) произошло резкое сокращение площади карбонатного осадконакопления. Оно продолжалось в основном на территории Сархой-Урикского междуречья, при этом барьерная зона несколько сместилась в южном направлении. Севернее, например, на территории Хайт-Бельского междуречья чисто карбонатная седиментация сменилась накоплением отложений известняково-сланцевой формации.

Третий этап (амгинский ярус) унаследовал тенденции второго этапа, но на качественно новом уровне: территория Сархой-Урикского междуречья превратилась в сравнительно глубоководное плато с некомпенсированной карбонатной седиментацией. Характер осадконакопления на сопредельных площадях сейчас гипотетичен.

Венд-кембрийская карбонатная постройка, фрагменты которой сохранились на Окинском плоскогорье, по особенностям своего строения, в том числе по отсутствию связей между сменой фациальных поясов и контурами Сибирского кратона, может параллелизоваться с морскими банками. Предлагается назвать ее венд-кембрийской Боксон-Орликской морской палеобанкой. Возможный аналог - близкая по размерам Малая Багамская банка (мел-современная, Уилсон, 1980, с.45).

4.2.2. Дополнения к эталонной характеристике (северная половина Витимского плоскогорья)

В пределах Западного Забайкалья практически полный фациальный профиль карбонатной надформации реконструируется на территории северной половины Витимского плоскогорья (Карафтит-Багдаринская структурно-формационная зона). Детальное описание геологических разрезов и литологии надформации сделано в кандидатской диссертации автора (Бутов, 1968), поэтому ниже соответствующая информация излагается максимально сжато. Новые материалы, полученные при последующих исследованиях, в основном ограничиваются немногочисленными находками остатков кембрийской фауны (см. раздел 3.3.). Тем не менее, именно они позволяют дать качественно новую интерпретацию давно известного фактического материала.

Суммарная площадь выходов венд-кембрийской карбонатной надформации в северной половине Витимского плоскогорья (рис. 25) составляет, как и на Окинском плоскогрье, около 1000 кв. километров. Однако распределены они на значительно большей площади - порядка 10 000 кв.км., имеющей форму субширотной полосы протяженностью более 200 км и шириной до 50 км (от центральной части Икатского хребта на западе до района пос.Багдарин на востоке). Другими словами, сохранность карбонатных образований на Витимском плоскогорье заметно хуже, чем на Окинском, что связано, прежде всего, с различиями в масштабах проявления интрузивного магматизма. Еще одним следствием последнего является крайняя неравномерность размещения уцелевших полей карбонатных отложений, которые в основном сконцентрированы (рис. 25) на трех участках (с запада на восток): 1) Икатском - центральная часть Икатского хребта с прилегающим районом Витимского плоскогорья - 600 кв.км; 2) Витимском - бассейны нижнего течения рек Витимкана (от р.Давыкши), Чины и верховья р.Витим - 225 кв.км; 3) Багдаринском - Чина-Талой-Мало-Амалатское междуречье (пос.Багдарин) - 200 кв.км. На остальной рассматриваемой территории сохранились только редкие малоинформативные мелкие выходы карбонатных пород.

Литология и особенности строения карбонатной надформации на основных участках ее выходов существенно различаются и лишь после находок остатков фауны появилась возможность конструктивного анализа фациальных изменений по латерали. Нижний контакт надформации повсеместно тектонический. На настоящей стадии исследований объем тектонического срезания оценивается как значительный. В пределах Багдаринского участка надформация почти полностью сложена доломитами, лишь кое-где низы ее разреза представлены маломощной пачкой известняков. В крупном (мощностью порядка 1800-2000 м) фрагменте доломитового разреза близ пос.Троицкого установлены остатки археоциат алданского надъяруса нижнего кембрия. На Витимском участке в бассейне р.Давыкши известняки нижней части надформации имеют мощность не менее нескольких сот метров и содержат археоциаты плохой сохранности, т.е. являются, скорее всего, нижнекембрийскими. Залегающие выше доломиты имеют мощность около 2500 м (самые верха разреза уничтожены разрывной тектоникой). На Икатском участке описанные разрезы начинаются горизонтами с остатками фауны верхов ленского надъяруса нижнего кембрия (см. раздел 2.2.2.). Таким образом, стратиграфический объем карбонатной надформации в северной половине Витимского плоскогорья явно уже, чем на Окинском плоскогорье. Аналоги забитского и, возможно, значительной части табинзуртинского уровней здесь, по-видимому, не сохранились или имеют крайне локальное распространение. Этот вывод принципиально важен для сопоставлений с эталоном венд-кембрийской карбонатной надформации, описанным на Окинском плоскогорье, так как в данном случае ограничивает использование эталона его верхней частью. Для последней характерны (рис. 23) латеральные клиновидные взаимопереходы известняковой и доломитовой формаций. При этом на отдельных участках известняковая формация сменяет доломитовую не только по латерали, но и вверх по разрезу, а кое-где ее глубоко вклинившиеся части могут подстилать доломитовую формацию.

Сравнительно узкий (первая половина кембрия) стратиграфический диапазон уцелевших фрагментов карбонатной надформации способствует достижению вполне приемлемой достоверности реконструкции основных элементов латерального разреза карбонатной постройки. Легко убедиться, что особенности литологии и строения карбонатной надформации на различных участках объясняются прежде всего принадлежностью к различным зонам карбонатного осадконакопления.

4.2.2.1. Чина-Талой - Мало-Амалатское междуречье

На Багдаринском участке (Бутов и др., 1969б) карбонатная надформация представлена практически одной доломитовой формацией. Лишь в бассейне р.Усой (рис. 26) в самой нижней части

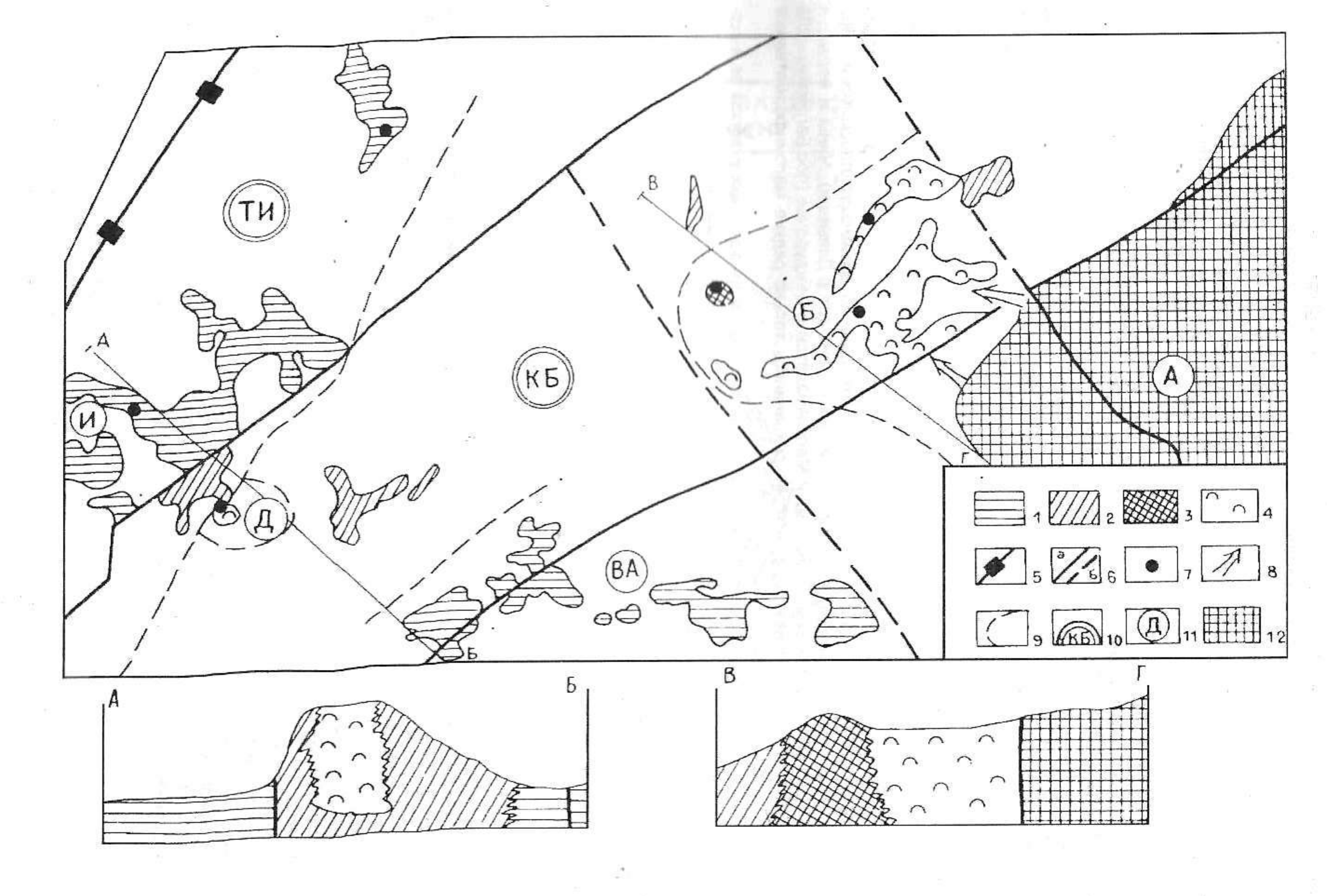


Рис. 25

Рис. 25. Схема фациального районирования кембрийской карбонатной надформации северной части Витимского плоскогорья (с фациальными профилями карбонатных морских банок).

1 - глубоководные впадины (зоны накопления карбонатного флишоида): Икатская (И), Витим-Амалатская (ВА); 2 - склон карбонатной морской банки; 3 - рифогенная постройка; 4 - отмельная зона; 5 - биссе-кторная зона (Арсентьев, 1966); 6 - глубинные разломы, трассируемые по геологическим данным (а) и предполагаемые (б); 7 - находки остатков фауны; 8 - направление сноса; 9 - предполагаемые границы фациальных зон; 10 - структурно-формационные зоны: Турка-Икатская (ТИ), Карафтит-Багдаринская (КБ); 11 - карбонатные морские банки:Давыкшинская (Д), Багдаринская (Б); 12 - область денудации (Амалатская глыба)

разреза надформации появляются известняки мощностью около 300 м, которые мы относим к самостоятельной известняковой формации.

Выходы пород **известняковой** формации слагают узкую полосу, прослеженную по простиранию примерно на 25 км. На правобережье р.Усой формация сложена (разрез 42) известняками (300 м) белыми, скрытокристаллическими, массивными и грубополосчатыми, иногда с примесью (до 35%) терригенного материала. В юго-западном направлении мощность формации заметно уменьшается (тектоническое срезание) и в 12 км от р.Усой (разрез 50) она не превышает (руч.Полютовский) 100 м. Здесь же появляются горизонты (20 м) глинистых и глинисто-кремнистых сланцев. К северо-востоку от р.Усой известняки быстро становятся (разрез 39) темно-серыми (до черных), неяснослоистыми. Отмечаются горизонты (20 - 25 м) переслаивающихся углисто-кремнистых, углисто-глинистых, глинистых сланцев и алевролитов. Алевритовые обломки представлены почти исключительно кварцем и кремнями.

Еще далее на северо-восток (разрез 37) в составе формации начинают выделяться две пачки. Известняки нижней пачки (50 м) молочно-белые, изредка светло-серые, массивные, а верхней (80 метров) - серые, темно-серые, тонкослоистые, в самых верхах разреза - с примесью глинисто-алевритового материала. Отмечаются прослои известняков. В основании верхней пачки находится горизонт (1-2 м) карбонатных конгломератов и кварцевых песчаников.

Имеющиеся материалы недостаточны для однозначной интерпретации условий образования известняковой формации Багдаринского района. Наиболее вероятна обстановка нижней части или подошвы подводного склона.

Доломитовая формация в Багдаринском районе выходит в виде субпараллельных полос северо-восточного простирания, расположенных компактно в пределах изометричного контура диаметром около 40 км (рис. 15, 25). Информативными являются также мелкие поля пород формации в окрестностях пос.Троицкого, находящиеся в 25 км северо-западнее.

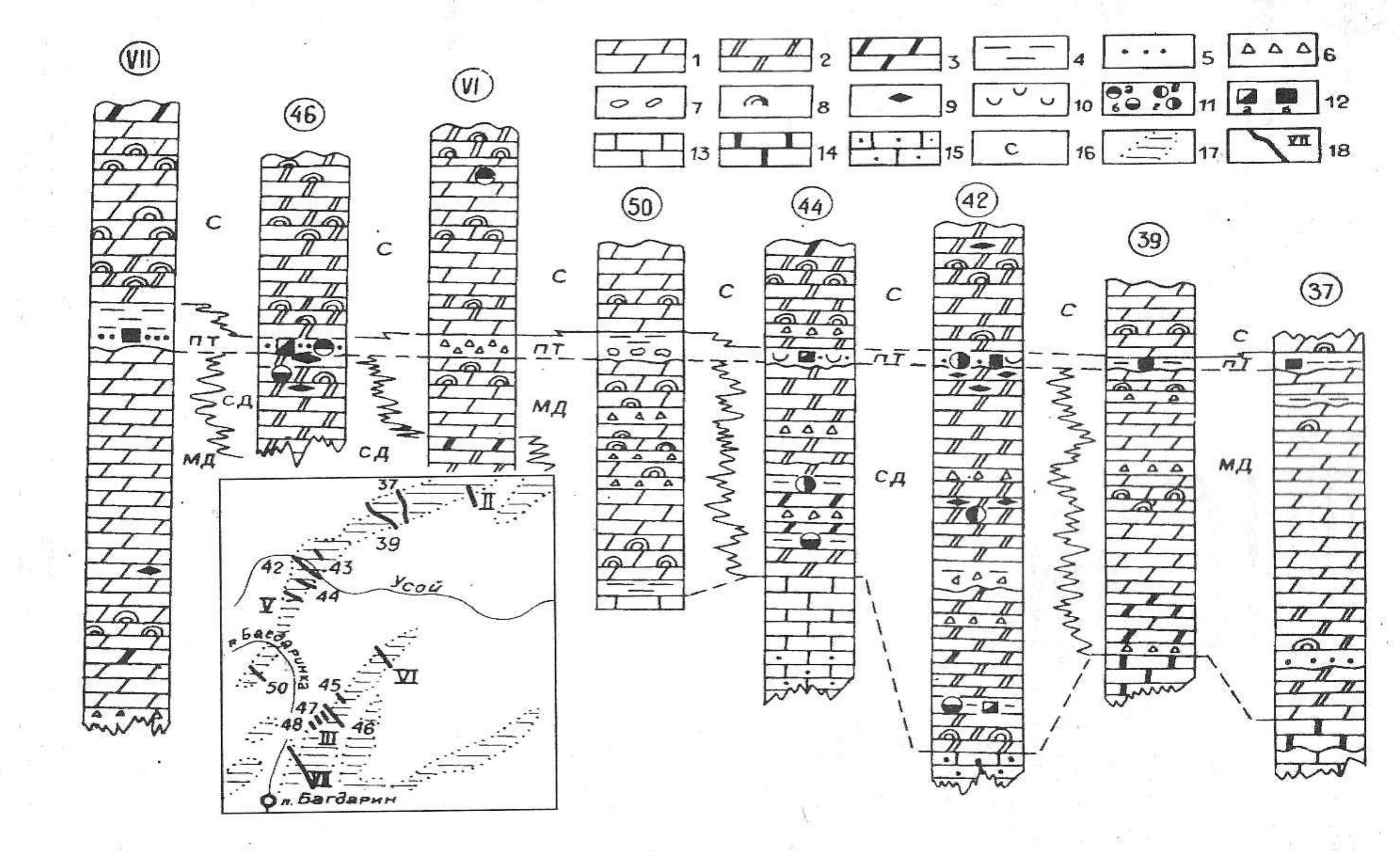
Главными членами формации являются разнообразные доломиты, часто сильно окремненные. **Второстепенные** члены представлены углисто-кремнистыми, иногда фосфатизированными сланцами, карбонатными брекчиями, пестроцветными полимиктовыми конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

Расшифровка внутреннего строения доломитовой формации Багдаринского района опирается на четко выраженный местный литологический маркер - пестроцветно-терригенную пачку (литокомплекс), членящую формацию на две части и прослеженную почти непрерывно (с локальными выклиниваниями).

Нижняя (под пестроцветно-терригенным литокомплексом) часть формации сложена двумя литокомплексами (рис. 26): сероцветным доломитовым и массивно-доломитовым, сменяющим друг друга обычно латерально. Первый из них представляет собой сочетание серых, темно-серых доломитов с углисто-кремнистыми, иногда фосфатизированными сланцами, образующими маломощные прослои. Второй отличается белой окраской доломитов, довольно часто содержащих остатки строматолитов и микрофитолитов, и наличием прослоев карбонатных брекчий.

Сероцветный доломитовый литокомплекс наиболее широким распространением пользуется в верхнем течении р.Усой и на отдельных участках р.Багдаринки.

На правом борту долины верхнего течения р.Усой разрез сероцветного доломитового литокомплекса, по данным В.П.Приходько, начинается (разрез 42) пачкой (140 м) белых и светло-серых массивных доломитов. Контакт с подстилающими известняками резкий, ровный. Выше доломиты становятся темно-серыми (до черных) с массивной, полосчатой, изредка брекчиевидной текстурой (340 метров). Появляются маломощные (до 10 м) прослои углисто-карбонатно-кремнистых и углисто-глинистых сланцев, иногда отмечаются мелкие линзы известняков. Нижний контакт сланцев, как правило, ровный, согласный, но изредка он резко неровный (закарстованный?). Кремнистые разновидности сланцев характеризуются высокими содержаниями кремнезема (55-80%) при ничтожных количествах глинозема (0,3-3%), т.е. обломочный и аморфный материал нерастворимого состава в них представлен почти исключительно кварцем и кремнем. В глинистых сланцах содержание глинозема повышается до 13-15%. Глинистые минералы представлены монтмориллонитом, иллитом и каолинитом (?). Некоторые прослои сланцев фосфатизированы (содержания пятиокиси фосфора 1,1 - 5,8 %).



VII
46
VI
50
44
42
39
37
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
С
ПТ
СД
МД
Усой
Багдарин

Рис. 26

Рис. 26. Схема сопоставления разрезов карбонатной надформации бассейнов рек Багдаринки и Усоя.

1-12 - доломитовая формация: 1-3 - доломиты: 1 - белые, серовато-белые, 2 - светло-серые, 3 - серые, темно-серые; 4 - сланцы глинистые; 5 - песчаники; 6 - карбонатные брекчии; 7 - карбонатные конгломераты; 8 - строматолиты; 9 - кремни; 10 - каолинит; 11 - фосфатизация, содержание пятиокиси фосфора: а) 0,5%, б) 1-3%, в) 3-5%, г) более 5%; 12 - титаноносность, содержание двуокиси титана: а) 1-3%, б) 3-8%; 13-15 - известняковая формация, известняки: 13 - белые, 14 - серые, темносерые, 15 - запесоченные; 16 - литокомплексы: строматолитовый (С), пестроцветно-терригенный (ПТ), сероцветный доломитовый (СД), массивно-доломитовый (МД).

Врезка. Схема выходов пород карбонатной надформации в бассейнах рек Багдаринки и Усоя.

17 - контур выходов пород; 18 - линия детального геологического разреза и его номер (соответствует номеру геологической колонки на схеме сопоставления)

Верхняя часть (600 м) литокомплекса сложена светло-серыми массивными доломитами с прослоями (до 20 м) темно-серых доломитов, доломитовых брекчий и углисто-кремнистых сланцев с карбонатно-кремнистыми стяжениями. В одном из прослоев сланцев содержание пятиокиси фосфора достигает 3,89 %. Общая мощность сероцветного доломитового литокомплекса на правобережье р.Усой составляет 1080 м.

В юго-западном направлении происходит заметное уменьшение мощности литокомплекса. Уже в 2 км от русла р.Усой (разрез 44) она не превышает 600 м, хотя строение литокомплекса не испытывает особых изменений. Еще далее на юго-запад сероцветный доломитовый литокомплекс постепенно замещается массивно-доломитовым литокомплексом. Последний в бассейне руч. Полютовского (разрез 50) сложен светло-серыми и белыми доломитами, часто содержащими многочисленные остатки строматолитов и микрофитолитов и (в верхней половине разреза) линзовидные прослои доломитовых брекчий.

Сходные фациальные изменения наблюдаются к северо-востоку от р.Усой. В разрезах 39 и 37 сероцветный доломитовый литокомплекс полностью выклинивается, фациально замещаясь светло-серыми и белыми доломитами, часто содержащими (до 40-50%) многочисленные кварцевые инкрустации и неправильные линзовидные включения кремней. Одновременно исчезают прослои углисто-кремнистых и глинистых сланцев, зато появляются линзы доломитовых брекчий, изредка серицитовых сланцев и кварцевых алевролитов.

Массивно - доломитовый литокомплекс наиболее четко выражен на левобережье р.Багдаринки, где его самый полный разрез (VII), по данным А.В.Хрипкова и П.И.Россова, имеет следующий вид: (снизу вверх):

1. Мелкообломочные (1-2 см) доломитовые брекчии (основание пачки неизвестно) - 145 м.
2. Доломиты белые, светло- и темно-серые, массивные - 220 м.
3. Строматолитовые доломиты светло-серые - 90 м.
4. Доломиты светло-серые массивные - 680 м.

Суммарная мощность по разрезу - 1135 м.

В северо-восточном направлении в составе литокомплекса более заметную роль начинают играть строматолитовые доломиты, чаще отмечаются прослои доломитовых брекчий.

Пестроцветно - терригенный литокомплекс литологически очень четко обособляется от вмещающих карбонатных отложений. Его разрезы фациально неустойчивы, а мощность колеблется от 120 м до полного выклинивания. Нижний контакт представляет собой сильно закарстованную поверхность подстилающих доломитов. Вверх по разрезу пестроцветно-терригенный литокомплекс сменяется строматолитовым. Переходы между ними обычно литологически резкие, но на некоторых участках (левобережье р.Усой) наблюдается переслаивание.

Наиболее грубообломочный состав литокомплекс имеет на левобережье р.Багдаринки, где В.П.Приходько описан (разрез 46) следующий разрез (снизу вверх):

1. Валунно-галечниковые полимиктовые конгломераты, сложенные полуокатанными, реже хорошо окатанными гальками диаметром 1-3 см (20-60% объема породы). В нижней части горизонта отмечаются (5-10%) валуны (до 20-30 см) различной окатанности (от плохой до хорошей), которые вверх по разрезу постепенно исчезают. Одновременно улучшается окатанность галек, они становятся ориентированными в одном направлении. Сортировка обломочного материала не наблюдается. Состав обломков: черные доломиты и алевролиты, серые и светло-серые песчаники, брекчии (мелкие обломки серых доломитов и черных алевролитов в доломитовом матриксе) - 15 м.

2. Песчаники и алевролиты вишневые и зеленые, сложены обломками сильно измененных полевых шпатов, вулканического стекла, эффузивов, кварца - 3 м.

3. Конгломераты и гравелиты вишневого и розового цвета с хорошо окатанными гальками(до 5 см) зеленых глинистых сланцев, серых, розоватых и вишнево-красных фельзитов (?) - 10 м.

4. Вишневые и розовые доломиты, иногда запесоченные - 2 м.
5. Песчаники и алевролиты бурые, вишневые и зеленые - 7 м.
6. Доломиты розовые - 3 м.

7. Конгломераты и брекчии бурые, желтовато-коричневые. Сортировка и окатанность их обломков изменяется в широких пределах. Состав обломков: выветрелые эффузивы и их туфы, вулканическое стекло, в незначительном количестве присутствуют серые известняки, зеленые и буровато-коричневые песчаники, зеленые алевролиты - 10 м.

Общая мощность разреза 50 м.

В западном и юго-западном направлениях мощность литокомплекса возрастает до 80-120 м (разрезы 50 и VII). Конгломераты и гравелиты при этом фациально замещаются песчаниками, иногда с примесью гравия, и углисто-глинистыми, глинисто-кремнистыми сланцами при постепенно возрастающей (до 80-90%) роли последних.

В северо-восточном направлении полимиктовые конгломераты, гравелиты и песчаники фациально быстро замещаются (разрез VI) доломитовыми брекчиями мощностью до 72 м.

В бассейне р.Усой литокомплекс сложен красными, коричневыми и зелеными песчаниками с отдельными горизонтами каолинитовых песчанистых аргиллитов и белых, светло-серых, розовых доломитов. Максимальная мощность литокомплекса 67 м (разрез 43). В северо-восточном направлении литокомплекс быстро выклинивается. По разрезам 39 и 37 ему, по-видимому, соответствуют серицитовые сланцы, заполняющие карстовые(?) воронки в строматолитовых доломитах длиной 3-4 и глубиной около 1 м.

Строматолитовый литокомплекс на Талой - Мало-Амалатском междуречье повсеместно венчает разрез доломитовой формации. Его характерными особенностями являются обилие остатков пластовых строматолитов, белая и светло-серая окраска доломитов, исключительная однородность и латеральная выдержанность разреза, устойчивая (400-600 м) мощность.

Выходы доломитовой формации в окрестностях пос.Троицкого (Бутов, 1972а) относятся к одному литокомплексу, который с некоторой долей условности можно назвать **рифогенным**. Несмотря на значительную мощность (1800-2000 м) литокомплекса, вполне сопоставимую с мощностью всей карбонатной надформации Талой-Мало-Амалатского междуречья, достоверные элементы стратификации устанавливаются только в единичных случаях. Литокомплекс сложен белыми и светло-серыми массивными доломитами, в нижней (600 м) части разреза - с неотчетливыми пятнами и участками (до десятков метров в поперечнике) с более темной окраской. В последних разновидностях доломитов обычно наблюдаются неопределимые остатки организмов, но в отдельных случаях удается установить обильные остатки археоциат плохой сохранности. Описаны также остатки трубчатых червей, срезы трилобитов. В верхней половине разреза литокомплекса отмечаются прослои (до нескольких метров) светло-серых известняков и редкие небольшие тела среднеобломочных доломитовых брекчий.

Все разнообразие фаций доломитовой формации Чина-Талой-Мало-Амалатского междуречья в целом соответствует комплексу фаций отмельно-барьерной зоны. Пестроцветно-терригенный литокомплекс свидетельствует о накоплении осадков в непосредственной близости от суши (остров?). Выходы доломитовой формации в бассейнах рек Багдаринки и Усоя можно интерпретировать как "зарифовые" фации. Последние западнее ограничивались барьерными постройками, фрагмент одной из которых сохранился в окрестностях пос.Троицкого.

4.2.2.2. Бассейны нижнего течения р.Витимкана и верховьев р.Витима

На Витимском участке (рис. 25) выходы карбонатной надформации в виде узкой (первые км) прерывистой полосы протягиваются примерно на 70 км. Достаточно информативные материалы имеются только для западной части участка (бассейны рек Давыкши и Тилим). Здесь карбонатная надформация является двучленной, объединяющей (снизу вверх) известняковую и доломитовую формации. Наиболее мощные разрезы карбонатной надформации вскрыты на междуречье Витимкана и Иката Витимканского. К югу от русла последнего до верховьев р.Давыкши находится сплошное поле выходов пород **известняковой** формации, характеризующейся исключительной монотонностью строения. Слагающие ее известняки серые, темно-серые мелкозернистые, обычно с характерной слоистостью в виде причудливых неправильно волнистых, линзообразных, узловатых полос более темной окраски. Конфигурация и толщина полос быстро меняются как по разрезу, так по простиранию. Появление этих текстур, по всей видимости, связано с деформациями не вполне затвердевших осадков. В отдельных небольших "пятнах" с постепенными границами известняки правильно-тонкополосчатые, реже массивные. Слоистые текстуры обусловлены чередованием полос (до 1,5 см) различного состава: биотито-кальцитовых и кальцитовых с незначительной примесью биотита. Содержание нерастворимого остатка в породах обычно не превышает 2-5%. Эпизодически отмечаются маломощные линзовидные тела микрослоистых доломитов с тончайшими слойками глинистого материала. В истоках р.Давыкши в верхней части известняковой формации В.В.Васильченко (1973) обнаружены археоциаты плохой сох-

ранности, трилобиты, хиолиты, ходы илоедов. Мощность известняковой формации Витимкан-Икатского междуречья точно не установлена. Предполагается, что она не менее 1,5-2 км.

Доломитовая формация по р. Давыкше имеет мощность не менее 2500 м (верхняя часть разреза уничтожена тектоническим срезанием). В ее нижней половине резко преобладают белые сахаровидные массивные доломиты, в базальных горизонтах мощностью 70-100 м вмещающие обильные кремневые желваки сферической и эллипсоидальной формы. Вторая половина разреза формации начинается пачкой (700 м) строматолитовых доломитов белых, светло-серых, обычно пятнистых, с неправильно-волнистой микрослоистостью (пластовые строматолиты). Изредка встречаются остатки столбчатых строматолитов, небольшие тела онколитовых доломитов и мелкообломочных (до 4 см) карбонатных брекчий. К основанию пачки тяготеют мелкие линзы кварцевых алевролитов и серицитовых сланцев с маломощными (первые сантиметры) слойками кварцевых песчаников. Строматолитовые доломиты перекрываются горизонтом (50-100 м) карбонатных конглобрекчий, сложенных несортированными плохо-, реже среднеокатанными гальками (0,5-10 сантиметров) и глыбами (до 40 см) белых доломитов, светло-серых известковых доломитов и серых известняков. Изученный разрез формации венчается белыми и серыми массивными доломитами (не менее 500 м).

Примерно в 25 км восточнее, в бассейне р.Тилим мощность карбонатной надформации резко уменьшается, хотя двучленное строение сохраняется (Бутов,1967б). **Известняковая** формация (850 м) сложена монотонными белыми известняками, часто с тонкими (доли миллиметра) неправильной формы полосками углистого вещества. В средней части формации установлен линзообразный горизонт (5 м) буровато-коричневых тонкослоистых глинистых известняков. К самым верхам формации приурочено тело карбонатных брекчий и конглобрекчий мощностью до 10-15 м. Их нижний контакт неровный, с узкими и глубокими западинами. Брекчии сложены угловатыми, реже плохоокатанными обломками (0,2-5 см) светло-серых и серовато-белых известняков, сцементированных мергелистым материалом коричневого цвета. **Доломитовая** формация здесь имеет мощность всего около 500 м. В ее составе резко преобладают монотонные светло-серые, серовато-белые и белые микрозернистые массивные доломиты. В нижней части формации отмечаются линзовидные горизонты (до 20-30 м) карбонатных конглобрекчий, сложенных угловатыми, реже плохоокатанными обломками (1-15 см) светло-серых и серовато-белых известняков. Цемент - коричневые мергели. В самых верхах разреза формации появляются прослои (5-10 м) доломитовых известняков и доломитовых брекчий.

Карбонатная надформация бассейнов рек Давыкши и Тилима отвечает стандартным фациям передового склона карбонатной постройки (по Дж.Уилсону, 1980, с. 39-43, 372-373). Карбонатные брекчии и широкое развитие подводнооползневых текстур в известняковой формации свидетельствуют о достаточно значительной крутизне склона (заметно более крутом, чем у Боксон-Орликской палеобанки в пределах Хайт-Бельского междуречья). Последовательность смены фаций (от суши) имеет восточное направление, т.е. не связана с карбонатной постройкой, фрагменты которой сохранились на Чина-Талой-Мало-Амалатском междуречье. Скорее всего, юго-западнее р.Давыкши в кембрии существовало тектоническое поднятие, временами превращавшееся в остров, которое окаймлялось самостоятельной карбонатной постройкой.

4.2.2.3. Центральная часть Икатского хребта

Западнее р.Давыкши до осевой линии Икатского хребта выходы отложений карбонатной надформации разобщены в основном мощным четвертичным чехлом широких речных долин и обширных озерных котловин. Поэтому, хотя и с некоторой долей условности, можно считать, что на Икатском участке породы карбонатной надформации слагают единый крупный массив, площадь которого (около 600 кв.км) заметно превосходит суммарную площадь выходов карбонатной надформации на Витимском и Багдаринском участках. К сожалению, расшифровка геологической ситуации сильно осложнена интенсивной блоковой и надвиговой тектоникой и без палеонтологических материалов реконструкция и сопоставления геологических разрезов являются проблематичными. Как показала находка остатков раннекембрийских трилобитов по р.Икат-Гаргинский, синхронные отложения Витимского и Икатского участков представлены различными комплексами фаций.

По р.Икат-Гаргинский (центральная часть Икатского хребта) сохранилась только самая верхняя часть разреза нижнего кембрия (нижняя свита мраморов) мощностью около 1000 м. Характерно практически полное преобладание известняков, лишь эпизодически вмещающих мелкие тела доломитовых известняков и доломитов. Окраска известняков светло-серая, белая, реже темно-серая и серая; текстуры горизонтально-слоистые и массивные, тонко- и толстоплитчатые. Слойки (от нескольких миллиметров до 5-10 см) различаются окраской или размерами зерен (от 0,05 до 0,5 см) кальцита.

Строение разреза монотонное при некоторой внешней его пестроте (незначительные колебания химического состава пород, их окраски или структурно-текстурных особенностей). Переходы меж-

ду различными разновидностями известняков быстрые, но постепенные как по разрезу, так и латерально. Выделить горизонты или пачки по каким-либо признакам не удается. Этот фрагмент разреза (верхи нижнего кембрия) стратиграфически соответствует какой-то, скорее всего, верхней части доломитовой формации Витимского и Багдаринского участков. В истоке р.Икат-Гаргинского рубеж между нижним и средним кембрием примерно совпадает с границей между карбонатным и карбонатно-кремнисто-сланцевым (стратотип икатской свиты) парагенетическими комплексами пород. Ниже по течению реки кремнисто-сланцевые отложения выклиниваются. Здесь карбонатная седиментация продолжалась без существенных изменений длительное время, нарастив разрез нижнего кембрия мощной (более 1000 м) толщей формационно близких отложений. Карбонатные отложения бассейна р.Иката Гаргинского очень схожи с кембрийской известняковой формацией окрестностей пос.Орлик и могут быть выделены как флишоидный известняковый литокомплекс известняковой формации. Наиболее подходящей моделью обстановки их образования является стандартный фациальный пояс 3 Дж.Уилсона (1980, с.39-43, 371-372) - подножие склона, сложенного карбонатными осадками.

Флишоидный известняковый литокомплекс прослеживается почти непрерывно до нижнего течения р. Икат-Витимканского, где севернее р.Давыкши подстилает (ивановская свита) известняковую формацию, описанную в бассейне последней. По-видимому, стратиграфический диапазон флишоидного известнякового литокомплекса Икатского участка (предположительно венд - поздний? кембрий - ордовик?) существенно превышает стратиграфический интервал накопления пород всей карбонатной надформации бассейна р.Давыкши (ранний кембрий). Столь значительный объем флишоидного известнякового литокомплекса при отсутствии выдержанных литологических маркеров и остром дефиците палеонтологических материалов существенно ограничивает возможности детализации формационного анализа.

Можно наметить только некоторые тенденции. В северо-восточном направлении от рек Икат-Гаргинский и Икат-Витимканский флишоидный известняковый литокомплекс литологически устойчив. Южнее, в бассейне р.Пугловой, в составе литокомплекса появляются тела несортированных валунных (до 60 см в поперечнике) карбонатных и полимиктовых конглобрекчий (до 20 м мощностью); известковистых песчаников (до 12 м) с единичными средне- и плохоокатанными гальками (1-5 см) и валунами (до 25 сантиметров) серых известняков, доломитов, реже - слюдисто-кварцевых сланцев, гранитов и других пород; горизонты (до 75 м) углисто-кремнистых сланцев. В отдельных интервалах известняки переслаиваются с тонкослоистыми и массивными доломитами. Последние также слагают самостоятельные тела мощностью до 175 м, причем в некоторых слоях доломиты содержат единичные гальки (2-6 см) кремнисто-карбонатных и кварцитовидных пород. Известняки, доминирующие в составе литокомплекса, имеют окраску от светло- до темно-серой, иногда черной. Характерны горизонтально-слоистые (0,5-1,5 см) и массивные текстуры. Грубообломочный терригенный компонент (олистострома) флишоидного известнякового литокомплекса бассейна р.Пугловой позволяет достаточно уверенно определить обстановку накопления как нижнюю часть подводного склона (стандартный фациальный пояс 4 по Дж.Уилсону, 1980, с.39-43, 372-373).

4.2.2.4. Выводы

Венд(?) - кембрийская карбонатная надформация северной половины Витимского плоскогорья (рис.25) хорошо вписывается в схему стандартных фациальных поясов Дж.Уилсона, 1980. При этом устанавливаются аналоги всех фациальных поясов, намеченных для Боксон-Орликской палеобанки. Однако сохранность однотипных фациальных поясов на Витимском и Окинском плоскогорьях существенно разнится. На Витимском плоскогорье более полно представлены фации окраины карбонатообразующего шельфа (нижней части подводного склона и его подножия). В частности, гораздо лучше сохранилась зона накопления олистостром (верхняя часть подножия склона). Зато отложения передовой части барьерной постройки на Витимском плоскогорье почти полностью уничтожены, за исключением небольших полей в окрестностях пос.Троицкого. Представительность и литологическое выражение "зарифовых" фаций в обоих районах примерно одинаковы, но возраст уцелевших соответствующих фрагментов карбонатных построек различен: в основном вендский на Окинском плоскогорье и, по-видимому, раннекембрийский - на Витимском плоскогорье.

В составе карбонатной надформации северной половины Витимского плоскогорья явно объединены отложения, по меньшей мере, двух разобщенных (?) карбонатных построек (палеобанок): Багдаринской и Давыкшинской.

Намечаются некоторые общие (для Восточного Саяна и Витимского плоскогорья) особенности строения карбонатных построек. Основная - четкое выражение фациальных поясов при быстрой их смене вкрест простирания (рис. 22, 25). Ширина фациальных поясов колеблется от нескольких километров (редко) до первых десятков километров. Латерально фации собственно морских банок сменя-

ются известковым флишоидом (в обоих районах), а последний переходит (Икатский участок) в сланцевый флишоид.

4.2.3. Сопоставления с региональным эталоном основных сохранившихся фрагментов карбонатной надформации

Приложение эталонной характеристики венд-кембрийской карбонатной надформации (на материалах по Окинскому плоскогорью, дополненным наблюдениями на Витимском плоскогорье) к геологической интерпретации синхронных карбонатных образований на территории всей Саяно-Байкальской горной области позволяет существенно облегчить обобщения, подняв их уровень, а также достоверность прогнозирования наиболее вероятных результатов дальнейших исследований. Основной фактический материал по составу, строению и палеонтологической характеристике венд-кембрийских карбонатных толщ неоднократно публиковался (Беличенко, Боос, 1988б; Волколаков, Бутов и др., 1966; Кременецкий, Далматов, 1988 и др.), поэтому ниже упор сделан на информацию, позволяющую диагностировать фациальную обстановку.

4.2.3.1. Ильчирская структурно-формационная зона (Восточный Саян)

Объем венд-кембрийской карбонатной надформации в Ильчирской структурно-формационной зоне (рис. 6) из-за крайней скудности палеонтологических материалов остро дискуссионен. Не вызывает споров включение в ее состав только отложений гарлыкской свиты, представленных доломитами (Беличенко, Боос, 1988б). Последние слагают несколько разрозненных полей суммарной площадью около 250 кв.км, распределенных примерно поровну на лево- и правобережье Китоя. На левобережье они протягиваются в виде узкой (первые километры) прерывистой полосы примерно на 100 км, по протяженности будучи сопоставимы с выходами венд-кембрийской карбонатной надформации Сархой-Урикского междуречья. На правобережье Китоя выделяется одно сравнительно крупное поле, близкое к изометричной форме (бассейн р.Шумак).

Для доломитовой формации (более 1000 м) левобережья Китоя характерно сочетание трех литологических комплексов пород: массивно-доломитового, строматолитового и грубообломочного. Ведущую роль играет массивно-доломитовый литокомплекс, сложенный светлыми (от сероватобелых до светло-серых) мелкозернистыми однородными, подчиненно неправильно-микрослоистыми доломитами со слабым сетчатым, изредка интенсивным послойным окремнением. На некоторых участках отмечаются многочисленные мелкие кварц-карбонатные крустификации. Обычно четко выражена сравнительно равномерная плитчатость (до нескольких метров), но на отдельных участках признаки стратификации не улавливаются. Эпизодически отмечаются небольшие линзы микрофитолитовых доломитов и мелкообломочных доломитовых брекчий. Строматолитовый литокомплекс, слагающий уплощенные линзовидные тела со сложными ограничениями, отличается наличием горизонтов столбчатых строматолитов, часто сильно окремнелых. В среднем течении р.Гарлык-Гол к нижней части формации тяготеют крупные тела (мощностью до несколько десятков метров) плохо сортированных и слабо окатанных существенно карбонатных конгломератобрекчий (грубообломочный литокомплекс). Отложения доломитовой формации в целом достаточно уверенно интерпретируются как осадки барьерно-отмельной зоны и ее обломочного шлейфа.

На правобережье р.Китоя в бассейне р.Шумак сохранился более мощный (порядка 2300 м) фрагмент разреза доломитовой формации. Ее нижняя (около 1000 м) часть очень схожа с доломитовой формацией левобережья Китоя, отличаясь более широким распространением доломитовых брекчий, остатков микрофитолитов, лилово-вишневой окраской столбчатых строматолитов. Верхняя половина разреза формации характеризуется в основном темно-серой окраской, обильны остатки строматолитов, микрофитолитов, мелкой биопроблематики, трилобитов (срезы в шлифах). Отмечаются горизонты (до 40 м) известняков, кварцевых песчаников, углисто-карбонатных, филлитовидных, иногда высокоглиноземистых пестроцветных хлоритоидных сланцев.

Двучленное строение доломитовой формации правобережья Китоя подчеркнуто литологическим маркером - продуктивной фосфоритоносной пачкой (литокомплексом), разделяющей нижнюю и верхнюю части разреза и прослеженную по простиранию более чем на 20 км.

Фосфоритоносный литокомплекс (до 500 м) сложен темно-серыми до черных доломитами, подчиненно известняками и силицитами, вмещающими несколько пластов фосфоритов, в том числе высококачественных. Специфические особенности фосфоритоносного литокомплекса, прежде всего, латеральная устойчивость слагаемого им геологического тела, четко выраженная пластообразная форма последнего, а также литологический состав, в совокупности можно рассматривать как показатель аллофильности. В данном случае отражается сравнительно кратковременный период вклинивания фа-

ций верхней части склона карбонатной постройки в пределы длительно существовавшей барьерно-отмельной зоны. Представительные элементы других фациальных поясов венда-раннего кембрия в Ильчирской структурно-формационной зоне сейчас не выделяются.

4.2.3.2. Западное Забайкалье

В Западном Забайкалье выходы венд-кембрийской карбонатной надформации известны, кроме Карафтит-Багдаринской структурно-формационной зоны, материалы по которой использованы в качестве дополнительных к эталонной характеристике надформации, еще на нескольких разобщенных участках (рис. 21). Их совокупность севернее р.Селенги оконтуривает обширную так называемую раннекаледонскую "известняковую геосинклиналь" В.Г.Беличенко (1977, с.99) площадью более 100 тыс. кв.км. Однако суммарная площадь всех известных полей палеонтологически охарактеризованных венд-кембрийских карбонатных отложений на этой территории составляет (исключая Карафтит-Багдаринскую СФЗ) всего около 1300 кв.км (табл. 1). При этом размеры большинства участков распространения венд-кембрийских карбонатных образований небольшие и сопоставимы с фрагментами любого из фациальных поясов окинского эталона карбонатной надформации. Значительная пространственная разобщенность упомянутых участков исключает непосредственную реконструкцию латеральных рядов фаций как с позиций крупных морских банок (типа Боксон-Орликской) и, тем более, альтернативных представлений В.Г.Беличенко о карбонатной платформе (термин по Дж.Уилсону, 1980, с.35). По существу, остается единственный путь - определение соответствия (или несоответствия) имеющегося фактического материала предлагаемым моделям карбонатных построек. Сначала рассмотрим материалы по территории, находящейся севернее Карафтит-Багдаринской СФЗ, затем - южнее. Учитывая, что в окинском эталоне карбонатной надформации направление смены фациальных поясов в сторону открытого моря в общем отражается повышением известковистости состава надформации, последний критерий взят за основу при определении последовательности описания участков.

Севернее Карафтит-Багдаринской структурно-формационной зоны характеристику венд-кембрийской карбонатной надформации целесообразно начать с бассейна реки Уакит (центральная часть Южно-Муйского хребта), где в ее составе резко преобладают доломиты.

Выходы пород надформации протягиваются почти сплошной субмеридиональной полосой от пос.Уакит до водораздельной части Южно-Муйского хребта на расстоянии около 30 км (рис. 27). Ширина полосы колеблется от 1 до 6 км. В 1963 и 1971 гг. участок детально изучался автором при поисково-ревизионных работах на бокситы.

Карбонатная надформация бассейна р.Уакит имеет очень большую мощность (порядка 5000 м) и непривычное, нетрадиционное членение: крупное линзовидное тело существенно известняковой (мергелисто-доломито-известняковой) формации находится в средней части мощной доломитовой толщи. Четкое трехчленное строение надформации ограничено Дулешма-Уакитским междуречьем (15 км по простиранию). Южнее и севернее мергелисто-доломито-известняковая формация выклинивается. Устойчивые литологические маркеры здесь также отсутствуют и расчленение надформации на несколько формаций становится проблематичным, так как парагенетические комплексы пород различных порядков слагают тела, сменяющие друг друга не только по разрезу, но и по простиранию. Эти наблюдения являются ключом к нашей трактовке карбонатной надформации бассейна р.Уакит как объединяющей только две формации: доломитовую и мергелисто-доломито-известняковую. Трехчленное строение карбонатной надформации на Дулешма-Уакитском междуречье отражает не этапность тектонического развития региона, а расщепление единой доломитовой формации при латеральных взаимопереходах (вклинивании) с мергелисто-доломито-известняковой формацией (рис. 28). Поэтому соотношения между формациями карбонатной надформации бассейна р.Уакит необходимо рассматривать в рамках латерального (а не вертикального) формационного ряда.

Доломитовая формация (около 5000 м) испытывает как по простиранию, так по разрезу заметные фациальные изменения. Самая нижняя часть (примерно 700 м) ее наиболее полного разреза вскрыта на левобережье р. Сан (рис. 27, разрез 8). Здесь развиты светло-серые массивные доломиты с редкими маломощными прослоями брекчий взмучивания. Отмечено короткое (первые сотни метров) линзовидное тело, сложенное переслаивающимися мергелями, известняками и доломитами. Разрез наращивается (900 м) на правобережье р.Дулешмы, где окраска доломитов более темная (до темно-серой), эпизодически пятнистая. Характерны массивные текстуры, изредка встречаются маломощные прослои брекчиевидных доломитов. Окремнение толщи слабое (редкие гнезда сетчато-пятнистого окварцевания с содержанием кремнезема до 20-30%).

Разрез верхней половины доломитовой формации (стратиграфически выше клина мергелисто-доломито-известняковой формации) на Дулешма-Уакитском междуречье отличается значительно большей дифференцированностью. По разрезу 3 (рис. 27) описаны (снизу вверх):

1. Доломиты белые массивные, часто сильно окварцованные (кремнезема до 60-90%). Последние разновидности доломитов нередко содержат обильные остатки археоциат, эпизодически отмечаются остатки катаграфий - 745 м.

2. Доломиты светло-серые массивные с редкими горизонтами сильно окварцованных строматолитовых доломитов. Эпизодически отмечаются линзы карбонатных конгломератов, слойки брекчий взмучивания, кремневые желваки - 340 м.

3. Переслаивание доломитов строматолитовых (до 5-6 м) светло-серых, изредка темно-серых, окремнелых (содержание кремнезема в среднем 20-30%) и доломитов плитчатых (1-3 м) желтовато-серых до светло-желтых, однородных, разбитых на плитки толщиной 1-2 см до 10-12 см. Плитчатые доломиты содержат (до 5-10% объема) концентрически зональные кремневые желваки галькообразной и слоеобразной формы, изредка - тонкие (доли мм) послойные и зернистые выделения осадочно-диагенетического флюорита - 450 м.

4. Доломиты серые пятнистые и окремнелые строматолитовые с резко подчиненными прослоями плитчатых доломитов - 710 м.

5. Доломиты серые пятнистые - 235 м.

6. Доломиты светло-серые до серых массивные с прослоями плитчатых, полосчатых и окремнелых строматолитовых доломитов - 165 м.

Общая мощность этого разреза около 2650 м.

Археоциатовая пачка (литокомплекс) на Дулешма-Уакитском междуречье прослежена по простиранию на 15 км. Ее характерные черты: белая окраска доломитов; наличие многочисленных мелких линзовидных тел, почти полностью сложенных остатками археоциат; широкое развитие окремнения, тяготеющего к археоциатовым постройкам. Последние распределены крайне неравномерно. Эпизодически в нижней части пачки отмечаются быстро выклинивающиеся линзы несортированных крупноглыбовых доломитовых конгломератобрекчий. Верхняя граница пачки скользящая.

Все остальные близкие по объему парагенетические комплексы пород доломитовой формации, выделяемые с учетом различия в окраске пород, распространения остатков строматолитов, интенсивности и характера окремнения (метасоматическое, сетчатое, желваковое), флюоритизации и т.п., ни по одному из использованных признаков не удалось протянуть более чем на 1-2 км. Очертания геологических тел, образуемых ими, расплывчатые, переходы между ними как по разрезу, так латерально обычно очень постепенные.

Только объединяющие их более крупные парагенетические ассоциации проявляют определенную латеральную устойчивость. Из них максимальным распространением пользуется массивно-доломитовый литокомплекс. На Дулешме-Уакитском междуречье он по объему соответствует нижней половине доломитовой формации (см. описания на левобережье р.Сан и правобережье р.Дулешмы). Севернее, в бассейне верхнего течения р.Уакита, объем литокомплекса возрастает в результате фациального замещения строматолитового литокомплекса, слагающего верхнюю треть разреза доломитовой формации на Дулешма-Уакитском междуречье. Здесь из состава последнего полностью исчезают такие характерные породы, как желтоватые плитчатые доломиты с кремневыми желваками. Заметно реже встречаются остатки строматолитов, сильно окремнелые доломиты. Появляются горизонты и прослои кварцевых песчаников, пестроокрашенных известковистых мергелей, известняков (до 100 м). Формация в целом приобретает массивный облик (совпадение объемов формации и массивно-доломитового литокомплекса). Локально наблюдающиеся горизонты известняков и мергелей выглядят чужеродными (аллофильные? члены - вклинения? мергелисто-доломито-известняковой формации). Сходные фациальные изменения происходят также юго-западнее Дулешма-Уакитского междуречья. В окрестностях пос.Уакит верхняя часть доломитовой формации представлена массивно-доломитовым литокомплексом (массив светлых доломитов мощностью более 1000 м с редкими гнездами слабого, эпизодически интенсивного окремнения). Здесь также отмечаются отдельные горизонты (более 140 м) известняков (аллофильный? член).

Мергелисто-доломито-известняковая формация в выходах на Дулешма-Уакитском междуречье характеризуется значительными колебаниями мощностей (550-1500 м). Верхнее ограничение формации (ровный стратиграфический контакт) выражено очень четко благодаря контрастности маркирующего горизонта (50-70 м) темно-серых тонкополосчатых доломитов, венчающих разрез мергелисто-доломито-известняковой формации, и контактирующей с ним пачки белых археоциатовых доломитов доломитовой формации (рис. 27). Нижний контакт формации обнажен слабо. Со значительной долей условности предполагается, что он "скользящий" и смена пород доломитовой и мергелисто-доломито-известняковой формаций происходит не только по разрезу, но и латерально.

Таблица 1

Основные участки выходов пород венд-кембрийской карбонатной надформации в Западном Забайкалье (исключая Карафтит-Багдаринскую структурно-формационную зону)

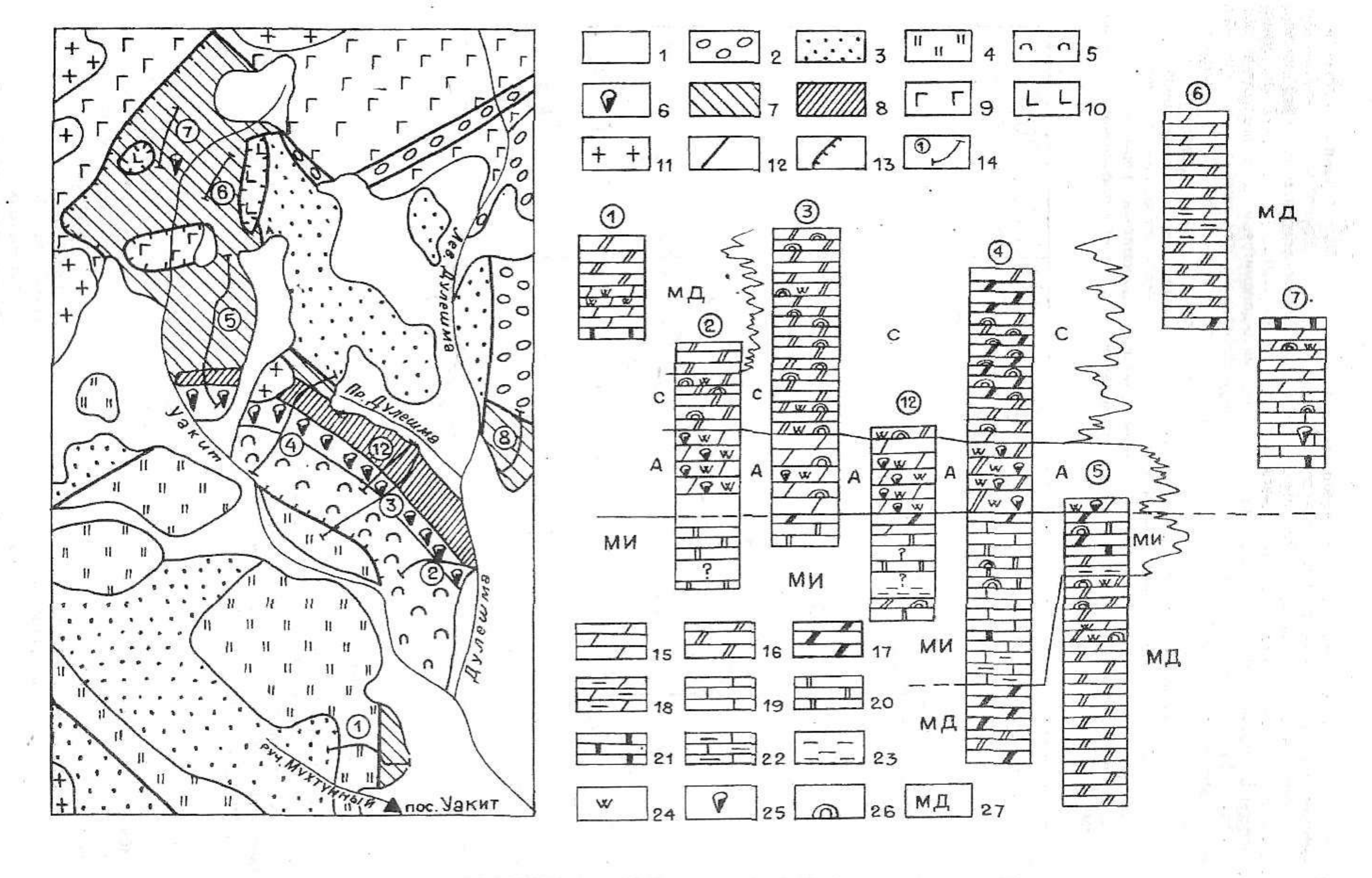
<table>
<tr><th>№ пп</th><th>Участки</th><th colspan="2">р. Уакит</th><th colspan="2">р. Бирамья</th><th colspan="3">р. Бамбуйка</th><th colspan="3">р. Киляна</th><th colspan="3">Верхне-Ангарский хребет</th><th colspan="2">р. Янгуда</th><th colspan="2">Юг Икатского хребта</th><th colspan="2">р. Ямбуй</th></tr>
<tr><td>1</td><td>Площадь выходов (км²)</td><td colspan="2">103</td><td colspan="2">57</td><td colspan="3">66</td><td colspan="3">180</td><td colspan="3">465</td><td colspan="2">65</td><td colspan="2">212</td><td colspan="2">133</td></tr>
<tr><td>2</td><td>Название свиты</td><td colspan="2">юктоконская</td><td colspan="2">бирамьинская</td><td colspan="3">бамбуйская</td><td colspan="3">янгудская</td><td colspan="3">кооктинская</td><td colspan="2">янгудская</td><td colspan="2">укшиканская</td><td colspan="2">курбинская</td></tr>
<tr><td>3</td><td>Вертикальный ряд карбонатных формаций (мощность, м)</td><td colspan="2">мергелисто-доломито-известняковая (1100-1300 м)
доломитовая (5000 м)</td><td colspan="2">известняково - доломитовая (1100-1300 м)
доломитовая (900 м)</td><td colspan="3">доманиковая (800 м)
доломито - известняковая (1400 м)
доломитовая (1720 м)</td><td colspan="3">доманиковая (800 м)
известняковая (1100-1700 м)
доломитовая (1000-1400 м)</td><td colspan="3">доманиковая (800 м)
известняковая (1700 м)
известняково - доломитовая (1100 м)</td><td colspan="2">доманиковая (400-700 м)
известняковая (1200-1300 м)</td><td colspan="2">доломитовая (<650 м)
известняковая (первые сотни метров).</td><td colspan="2">известняковая (1150 м)
доломитовая (1200 м)</td></tr>
<tr><td>4</td><td>Литологич. состав формаций, (%)*:
1) мергели, глинистые сланцы</td><td>+**</td><td>++***</td><td>-</td><td>-</td><td>10-15</td><td>2</td><td>3</td><td>15</td><td>8</td><td>+</td><td>+</td><td>4</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td></tr>
<tr><td></td><td>2) известняки глинистые</td><td>-****</td><td>+</td><td>-</td><td>-</td><td>45</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>60</td><td>-</td><td>-</td><td>100</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td></tr>
<tr><td></td><td>3) известняки</td><td>+</td><td>50-85</td><td>25</td><td>-</td><td>40-45</td><td>70</td><td>7</td><td>85</td><td>85-90</td><td>-</td><td>40</td><td>80</td><td>25</td><td>-</td><td>95</td><td>++</td><td>?</td><td>75</td><td>-</td></tr>
<tr><td></td><td>4) доломитов. известняки, известковые доломиты</td><td>+</td><td>+</td><td>-</td><td>3-5</td><td>-</td><td>++</td><td>-</td><td>-</td><td>+</td><td>+</td><td>+</td><td>-</td><td>+</td><td>-</td><td>+</td><td>-</td><td>-</td><td>7</td><td>++</td></tr>
<tr><td></td><td>5) доломиты</td><td>98</td><td>10-50</td><td>75</td><td>90-95</td><td>-</td><td>28</td><td>90</td><td>-</td><td>5</td><td>95</td><td>-</td><td>4</td><td>71</td><td>-</td><td>5</td><td>?</td><td>++</td><td>4</td><td>95</td></tr>
<tr><td></td><td>6) карбонат. конглобрекчии</td><td>+</td><td>+</td><td>-</td><td>1-3</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>+</td><td>-</td><td>12</td><td>+</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>+</td><td>14</td><td>-</td></tr>
<tr><td></td><td>7) песчаники</td><td>+</td><td>+</td><td>-</td><td>1</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>4</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td><td>-</td></tr>
</table>

* порядок цифр слева направо соответствует месту формации в вертикальном ряду сверху вниз

+** присутствует в незначительном количестве

++*** присутствует в заметном объеме, но точные цифры не установлены

-**** не установлены



Уакит
Пр. Дулешма
Лев. Дулешма
Дулешма
Руч. Мухтунный
пос. Уакит
МД
С
А
МИ

Рис. 27

Рис. 27. Схема выхода пород (на основе геологической карты Д.Жалсабона, 1959) и сопоставления разрезов кембрийской карбонатной надформации в бассейне р.Уакит.

*1 - четвертичные отложения; 2-9 - формации: 2 - молласоидная (санская серия, мезозой?); 3 - песчанико*вая флишоидная (мухтунная свита, палеозой?); 4 - аспидная(нерундинская свита, палеозой?); 5-7 - доломитовая, литокомплексы: 5 - строматолитовый, 6 - археоциатовый, 7 - массивно-доломитовый; 8 - мергелисто-доломито-известняковая; 9-10 - офиолитовая: 9 - вулканогенно-осадочные образования (горбылокская серия, нижний протерозой), 10 - габбро-диабазы, диабазы; 11 - граниты (баргузинский комплекс): 12 - разломы; 13 - надвиги; 14 - линии составления геологических разрезов и их номера; 15-18 - доломиты: 15 - белые, серовато-белые, 16 - светло-серые, серые, 17 - темно-серые до черных, 18 - глинистые; 19-22 - известняки: 19 - белые, серовато-белые, 20 - светло-серые, серые, 21 - темно-серые до черных, 22 - глинистые; 23 - сланцы и мергели; 24 - сильное окремнение; 25-26 - находки остатков: 25 - археоциат, 26 - строматолитов; 27 - доломитовая формация, литокомплексы: массивно-доломитовый (МД), строматолитовый (С), археоциатовый (А); мергелисто-доломито-известняковая формация (МИ)

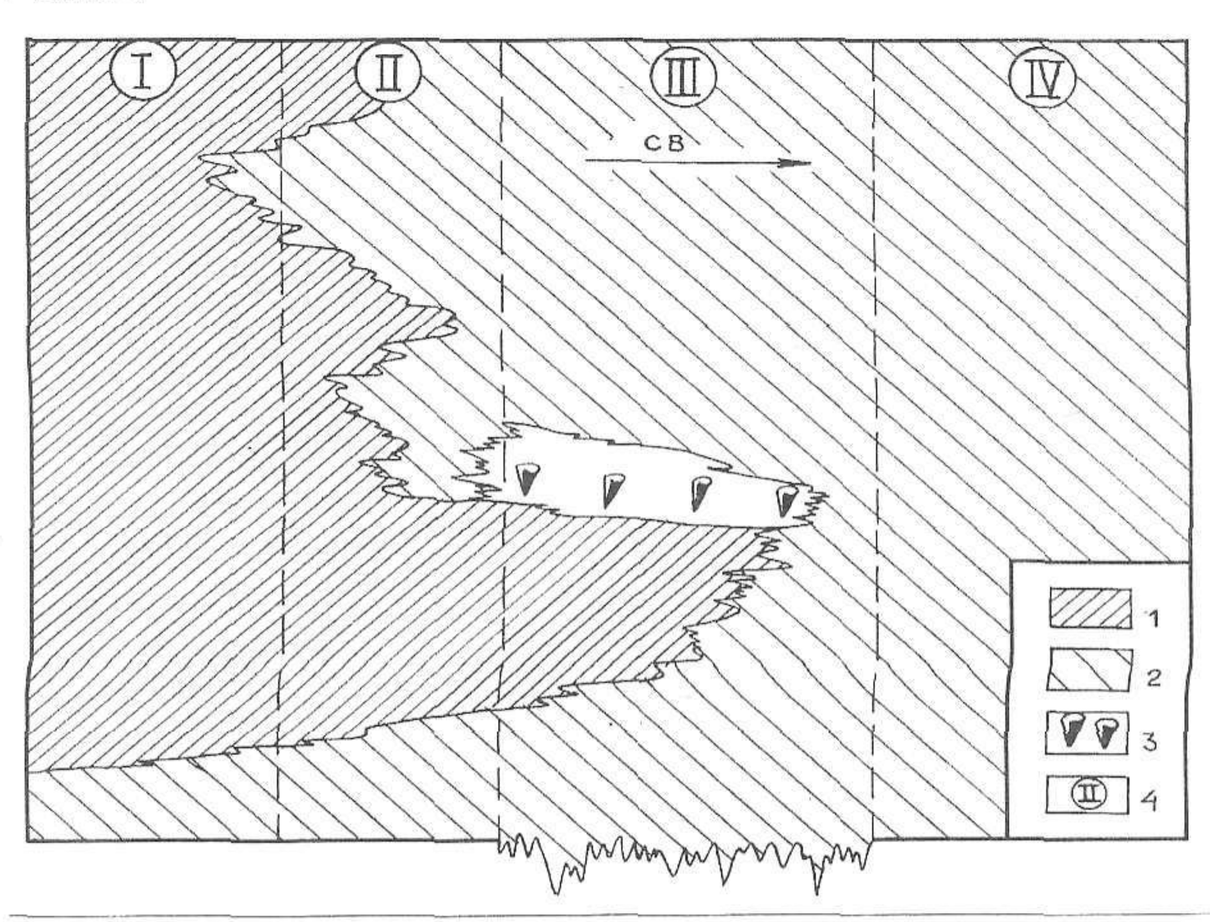


Рис. 28. Предполагаемый поперечный профиль кембрийской карбонатной надформации в Уакитском районе.

1-2 - формации: 1 - известняковая (включая мергелисто-доломито-известняковую), 2 - доломитовая (в том числе: 3 - археоциатовый литокомплекс); 4 - части фациального профиля: III - сохранившаяся в Уакитском районе; I, II, IV - предполагаемые аналоги: I - двучленного строения карбонатной надформации (традиционные представления), II - зона преимущественно латеральных взаимопереходов известняковой и доломитовой надформаций (пример - бассейн р.Забит), IV - зона полного выклинивания известняковой формации (пример - Багдаринский район)

В самых северных выходах пород мергелисто-доломито-известняковой формации, находящихся на южной оконечности Юктокон-Уакитского водораздела, ее разрез (Р-5) начинается (130 м) переслаиванием серых, темно-серых доломитов (12-40 м) и зеленовато-серых пирофиллит-доломитовых сланцев (7,5-17 м) при подчиненной роли (34%) последних. Контакты между слоями четкие, ровные без признаков размыва. Количество нерастворимого остатка в сланцах нижних горизонтов колеблется около 50%, в верхних - приближается к 70%. Кремневый модуль во всех горизонтах одинаков (0,2-0,3). Верхняя часть (около 500 м) формации здесь сложена чередованием пачек (80-150 м) серых до темно-серых доломитов и известняков, содержащихся примерно в равных количествах.

В юго-восточном направлении мощность формации быстро возрастает, происходят заметные изменения литологии. Уже через 7 км, на Юктокон-Дулешминском водоразделе мощность формации

(Р-4) составляет около 1500 м, причем не менее 85% ее объема представлено известняками. Алюмосиликатный материал (в основном пирофиллит) часто содержится в виде примеси с образованием всех переходных разностей от чисто карбонатных пород до глинистых сланцев. Редкие горизонты последних имеют четкие ровные контакты, кремневый модуль устойчив (0,2-0,3).

Еще в 8 км юго-восточнее, в бассейне руч.Изюбриного (правобережье р.Дулешмы), разрез (около 1000 м) приобретает четко выраженное цикличное строение (Р-12). Циклы (50-250 м) начинаются пестроцветными песчаниками, карбонатными конгломератами, часто перекрываемыми карбонатно-глинистыми сланцами и мергелями. Основная часть циклов сложена известняками (резко преобладают) и доломитами. Базальные горизонты некоторых циклов явно связаны с размывом коры химического выветривания. Песчано-алевритовая фракция пород, слагающих эти горизонты, сложена преимущественно устойчивыми к выветриванию минералами - кремнеземом, кварцем. В глинистой фракции много серицита (до 40-60%), в отдельных пробах установлен каолинит. Кремневый модуль в некоторых пробах достигает 0,66-0,87.

Южнее разреза 2 выходы мергелисто-доломито-известняковой формации перекрыты мощными четвертичными отложениями.

Наиболее близким аналогом доломитовой формации бассейна р.Уакит является одноименная формация Чина-Талой-Мало-Амалатского междуречья (северная половина Витимского плоскогорья). У обеих формаций однотипное строение геологического разреза, венчаемого строматолитовым литокомплексом. Во многом схожи археоциатовый и рифогенный, а также массивно-доломитовые литокомплексы этих формаций. Индивидуализированным выглядит только пестроцветно-терригенный литокомплекс Чина-Талой-Мало-Амалатского междуречья. Но этот литокомплекс, во-первых, является аллофильным и его появление в разрезе формации носит в значительной мере случайный характер. Во-вторых, он может косвенно параллелизоваться с мергелисто-доломито-известняковой формацией, если рассматривать их соответственно как ближнюю и дальнюю зону выклинивания аллофильного комплекса пород, связанного с размывом суши. В целом доломитовая формация бассейна р.Уакит может интерпретироваться как характерная для внешней части барьерно-отмельной зоны (рис. 29), а мергелисто-доломито-известняковая формация как показатель сравнительно кратковременного периода существования обстановки верхней части подводного склона карбонатной постройки.

В Бирамьино-Намаминском синклинории карбонатная надформация (бирамьинская свита) объединяет две формации (снизу вверх): доломитовую и известняково-доломитовую.

Доломитовая формация (около 900 м) представлена перемежаемостью тел (мощностью от 10-30 до 80-100 м) серых, темно-серых массивных и слоистых (0,2-1,5 м) доломитов, иногда запесоченных. Отмечены слои (0,5-1,5 м) известковистых песчаников и доломитовых известняков. На правобережье р.Бол.Чипчикон и в верховье р.Тустыскита наблюдались линзы карбонатных конглобрекчий. На многих участках доломиты вмещают многочисленные линзовидные прослои (1-5 см до 0,7-1 м), желваки серых и темно-серых кремней, встречаемых то по всему разрезу формации (верховья рек Турик-Иликон-Усмун), то тяготеющих к ее нижней части (водораздел Лев.Намамы и Килголакита, верховья рек Турлико-Сергико и Акумакит). На правобережье Чипчикона, в верховьях рек Турик-Иликон-Усмун, Турлико-Сергико-Акумакит выявлены остатки онколитов и более редкие - строматолитов. К онколитовым доломитам кое-где тяготеют повышенные содержания фосфора. В верховье р.Акумакит П.А.Хлыстов установил маломощные (0,5-0,6 м) линзы низкокачественных фосфоритов.

Известняково - доломитовая формация (1100-1300 м) сложена двумя примерно одинаковыми по объему литокомплексами (снизу вверх): известняково-доломитовым и слоисто-доломитовым.

Для известняково-доломитового литокомплекса характерны промежуточный состав пород (между известняками и доломитами, "чистые" известняки редки) и их светлая окраска. Известковая и доломитовая составляющие литокомплекса находятся почти в равных соотношениях. Большинство разновидностей пород по внешнему виду трудно различимы, слагаемые ими тела обычно имеют мощность 40-100 м. В бассейне р. Прав.Бирамьи в верхней части литокомплекса установлен (Шобогоров, 1956) горизонт (20-30 м) белых "сахаровидных" известковистых доломитов и доломитовых известняков, содержащий фауну трилобитов, археоциат, брахиопод и пелеципод. В юго-восточном крыле Бирамьино-Намаминского синклинория литокомплекс испытывает некоторые изменения. Здесь наблюдается переслаивание белых и серых битуминозных слоистых и неяснослоистых известняков и доломитов при подчиненной роли последних.

Слоисто-доломитовый литокомплекс отличается четкой стратифицированностью и преимущественно доломитовым составом. Наблюдается чередование (при мощности от 1-2 м до 20-30 м) серых (различных оттенков от светло- до темных) доломитов и доломитовых известняков. Литокомплекс очень выдержан по простиранию, легко картируясь на больших расстояниях.

Карбонатная надформация Бирамьино-Намаминского синклинория характерна для внешнего склона карбонатной постройки, скорее всего, его верхней части. Тип склона наиболее близок к 1-му классу Дж.Уилсона, 1980, с.376-378 (аккумуляция карбонатного ила на склоне). Представляется, что с течением времени происходило некоторое увеличение морских глубин.

В бассейне р.Бамбуйки в составе карбонатной надформации рассматриваются три формации (снизу вверх): доломитовая, доломито-известняковая и доманиковая. Аналоги последней в эталоне карбонатной надформации в Восточном Саяне выделены в ранге литологического комплекса известняковой формации. Однако по р.Бамбуйке доманиковые отложения имеют, с одной стороны, значительно большую мощность, с другой - более контрастные отличия от подстилающих существенно известняковых отложений.

Доломитовая формация (1740 м) в бассейне р.Бамбуйки расчленяется на два литокомплекса (снизу вверх): слоисто-карбонатный (250 м) и строматолитовый. Первый из них сложен переслаиванием песчанистых известняков (5-7 см), однородных доломитов (5-20 см), глинисто-карбонатных сланцев (3-10 см). Отмечаются слои (до 1 м) песчаных мергелей. Строматолитовый литокомплекс представляет собой довольно однообразную толщу неравномерно чередующихся темно-серых и серых массивных, неясноплитчатых и грубоплитчатых доломитов, часто содержащими остатки строматолитов. Отдельные слои запесочены (примесь песчаного материала до 3-5%). Изредка отмечаются слои белых и светло-розовых водорослевых известняков (8-10 м) и эпизодически - филлитовидных сланцев (до 0,5 м).

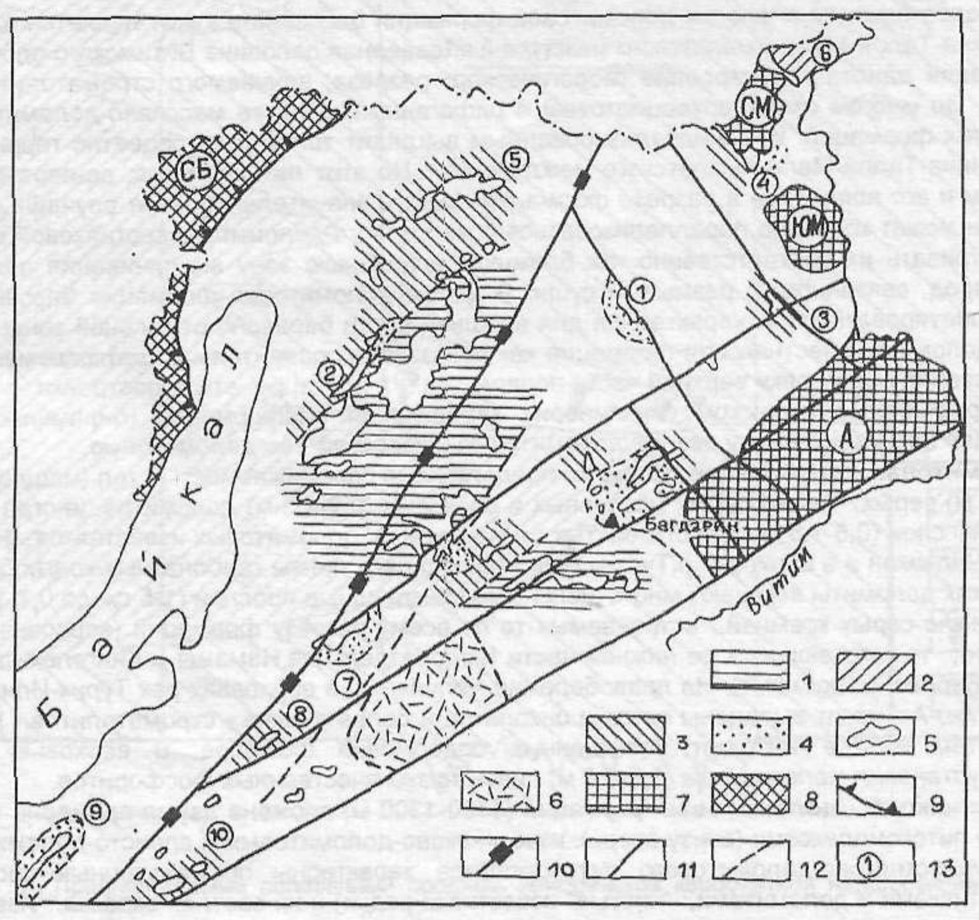


Рис. 29. Схема фациального районирования венд-кембрийской карбонатной надформации северной половины Бурятии.

1 - глубоководные впадины (зоны накопления карбонатного флишоида); 2 - нижняя часть склона карбонатной постройки; 3 - склон карбонатной морской банки; 4 - барьерно-отмельная зона; 5 - современные контуры выходов пород карбонатной надформации; 6 - вулканическая область (морской бассейн с резко расчлененным дном и небольшими вулканическими островами); 7 - архейские "глыбы": Северо-Муйская (СМ), Южно-Муйская (ЮМ), Амалатская (А); 8 - Саяно-Байкальское (СБ) краевое поднятие; 9 - Саяно-Байкальский краевой шов; 10 - биссекторная зона(Арсентьев, 1966); 11 - глубинные разломы; 12 - предполагаемые границы фациальных зон; 13 - участки выхода пород карбонатной надформации: бассейн р. Уакит (1), Бирамьино-Намаминский синклинорий (2), бассейн р.Бамбуйки (3), бассейн р.Киляны (4), Верхне-Ангарский хребет (5), бассейн р.Янгуды (6), южная часть Икатского хребта (7), бассейн р. Ямбуй (8), Морской хребет (9), бассейн р. Атхи (10)

Доломито - известняковая формация (1400 м) сложена переслаивающимися (от нескольких метров до 30-50 м) светло-серыми до серых доломитами и темно-серыми до черных известняками. Химизм пород часто неустойчивый, имеются все переходные разности между известняками и доломитами. В наиболее мощных (до 150 м) пачках известняки (как правило, содержащие примесь доломито-

вого материала) полосчатые, прерывисто-полосчатые и пятнистые. На отдельных участках отмечаются прослои глинистых сланцев. В нижней части разреза формации обнаружены остатки археоциат и водорослей нижнего кембрия.

Доманиковая формация (до 800 м) представляет собой толщу темно-серых тонкоплитчатых и листоватых глинисто-известковых пород. Общий объем известковой составляющей формации примерно 85-90%. Выделяется три литологических комплекса, постепенно сменяющих друг друга (снизу вверх): известняковый, глинистых известняков и известковистых мергелей. В 300 м от подошвы формации в глинистых известняках обнаружены остатки трилобитов среднего кембрия (Волколаков и др., 1964).

Лишь доманиковая формация бассейна р.Бамбуйки имеет практически полный аналог в эталоне карбонатной надформации на Окинском плоскогорье (одноименный литокомплекс известняковой формации). Доломитовая и доломито-известняковая формации, характеризуя внешний склон карбонатной постройки, занимают промежуточное положение между разрезами (обстановками накопления пород) карбонатной надформации бассейнов рек Бирамьи и Хайт.

В бассейне р.Келяны членение карбонатной надформации сходно с описанным по р.Бамбуйке при заметном увеличении известковистости верхней половины разреза.

Доломитовая формация (1000-1400 м) сложена чередованием (от нескольких десятков см в низах разреза до десятков метров выше) разноокрашенных доломитов - светло- и темно-серых, серых, желтовато-серых, розовых, кремовых, реже черных. Изредка отмечаются маломощные (0,3-0,6 м) слои сланцеватых мергелей и доломитовых известняков. Доломиты верхней части формации иногда вмещают слойки (первые сантиметры) кремней, кремнистых сланцев и микрокварцитов. В районе руч.Романовского встречены невыдержанные тела карбонатных конгломератов и конглобрекчий мощностью несколько метров. Довольно многочисленны остатки строматолитов и онколитов, в распределении которых по разрезу и в пространстве четкие закономерности не улавливаются.

Известняковая формация (1100-1700 м) начинается темно-серыми и черными, часто доломитизированными известняками с редкими линзовидными горизонтами (до 50 м) известковистых доломитов. В средней (600 м) части формации среди известняков отмечаются горизонты алевритовых шиферных сланцев с линзами (2-5 м) темно-серых известняков. Венчается (750 м) формация чередованием (50-150 м) светлых и темных разностей "чистых" известняков, иногда с остатками трилобитов, брахиопод, строматолитов, редких угнетенных археоциат.

Доманиковая формация (800 м) сложена серыми и темно-серыми тонкозернистыми известняками с редкими слоями (0,5-1 м) глинистых сланцев и алевролитов в средней части разреза. В верхней части появляются маломощные прослои мергелей. Иногда известняки пелитоморфные массивные, почти без признаков слоистости. Органические остатки представлены трилобитами среднего кембрия, найденными в основании разреза формации.

В окинском эталоне карбонатной надформации наиболее близкими фациальными аналогами карбонатных формаций бассейна р.Киляны являются однотипные формации бассейна р.Забит. Условия образования доломитовой формации р.Киляны представляют собой неоднократную смену обстановок приливно-отливных отмелей и верхней части внешнего склона карбонатной постройки. Известняковая формация характеризует краевую часть открытого шельфа, а доманиковая - постепенное преобразование в подводное плато с некомпенсированным осадконакоплением.

В пределах Верхне-Ангарского хребта заметно увеличивается известковистость состава карбонатной надформации и при сохранении трехчленного строения бамбуйка-килянского типа различия в составе формаций становятся более контрастными.

Известняково - доломитовая формация (1100 м) сложена светло-серыми, серыми, реже темными массивными и полосчатыми доломитами с отдельными прослоями и горизонтами (от 1,5-2 до 30-50 м) доломитовых известняков и карбонатных песчаников. В средней части формации в доломитах описаны уплощенные линзы (мощностью до 20 см) и эллипсовидные гнезда концентрически-зональных кремней. Последние в верхней части формации слагают слои (от 2-5 см до 15-20 см), чередующиеся со слоями (от 5-10 см до нескольких метров) серых, розовато-серых и светло-серых известковистых доломитов и доломитовых известняков, иногда с водорослевыми биостромами.

Спорадически (бассейн р.Лев.Коокты) встречаются тела мощностью 10-50 м карбонатных конглобрекчий (несортированные полуокатанные обломки карбонатных пород в карбонатно-песчаном цементе).

Известняковая формация (1700 м) сложена переслаивающимися (0,5-10 м) серыми и темно-серыми известняками. В нижней части формации широко распространены биогермные постройки. Слоистость известняков здесь в основном связана с остатками водорослей. Обнаружена также обильная фауна трилобитов, брахиопод и археоциат. Для последних характерно сравнительно ажурное, хрупкое строение, исключающее обстановку сильного механического воздействия морских волн (Язмир и др., 1975, с.33). Стратиграфически выше залегают пятнистые тонко- и неправильно-слоистые

известняки с параллельной и косой слоистостью, изредка содержащие желваки и линзы темных кремней.

В верхней части формации преобладают темно-серые известняки с прослоями (1,5-2,5 м) светло-серых разностей. Известняки водорослевые с обильной органикой.

На многих участках (реки Иномакиткан, Лев. и Прав.Коокта и др.) в составе формации заметную роль играют карбонатные брекчии и конглобрекчии. Они сложены несортированными слабо окатанными обломками (3-5 см), цемент - песчано-гравийный. Грубообломочные породы картируются в виде полос шириной от нескольких метров до 100 м и протяженностью до 500-700 м.

Доманиковая формация (800 м) характеризуется темной до черной окраской пород, тонкой плитчатостью. В низах формации преобладают чистые известняки, которые выше постепенно сменяются мергелистыми известняками с большим количеством желваков и линз черных кремней. Эпизодически встречаются слои известковистых доломитов. В известняках, начинающих разрез формации обнаружены остатки среднекембрийской фауны: трилобитов, брахиопод, пелеципод, хиолитов, а также водорослей.

По фациальным особенностям карбонатные формации Верхне-Ангарского хребта во многом близки к соответствующим формациям бассейна р.Киляны (и Сархой-Забитского междуречья Окинского плоскогорья). Наиболее существенные отличия связаны с большей "мористостью" формаций Верхне-Ангарского хребта, а для известняковой формации - еще со значительно лучшей сохранностью осыпного шлейфа сравнительно крутого склона карбонатной постройки (морской банки).

В бассейне р.Янгуды доломитовая формация в составе карбонатной надформации отсутствует. Происходит ее фациальное выклинивание, так как нижний контакт карбонатной надформации является стратиграфическим с постепенными взаимопереходами.

Известняковая формация (1200-1300 м) сложена чередующимися телами (0,8-4 м, иногда до 8-10 м) светло-серых, белых, розовых, реже серых известняков. Переходы между различно окрашенными известняками постепенные. Наиболее распространенными являются тонкополосчатые текстуры. Светлоокрашенные известняки обычно массивные, как правило, с примесью доломитового материала. Отмечаются многочисленные биогермы, сложенные водорослями и археоциатами. Многочислены остатки трилобитов, брахиопод, трубчатых червей, онколитов. В верхней части разреза наблюдаются линзовидные и караваеобразные кремнистые стяжения, ориентированные по слоистости.

Мощность формации резко возрастает в северо-западном направлении (от 355 м в низовьях р.Бол.Коче до 1200-1300 м в бассейнах кл.Гукитик и руч.Узкого). Одновременно возрастает роль органических остатков, увеличиваются количество и видовой состав их.

Доманиковая формация (400-700 м) начинается пачкой темно-серых листоватых тонкослоистых (2-5 мм, реже до 1 см) глинистых известняков с линзовидными кремнистыми стяжениями и остатками трилобитов среднего кембрия. Выше наблюдается переслаивание (0,5-1 м) темно-серых тонкоплитчатых и светло-серых толстоплитчатых глинистых известняков.

Карбонатная надформация бассейна р.Янгуды отражает дальнейшее наращивание (по сравнению с Верхне-Ангарским хребтом) фациального профиля карбонатной постройки в сторону открытого моря. В окинском эталоне карбонатной надформации этой части фациального профиля для раннего кембрия, по-видимому, соответствует известняковый флишоид. Значительно больший объем биогенного компонента по р.Янгуде, скорее всего, является следствием заметно меньших морских глубин гораздо более благоприятных для бурной жизнедеятельности.

Южнее Карафтит-Багдаринской структурно-фациальной зоны карбонатная надформация уцелела в основном в виде мелких разрозненных ксенолитов. Только два из них - на южной оконечности Икатского хребта и в бассейне реки Ямбуй - датированы находками остатков раннекембрийской фауны. Принадлежность остальных ксенолитов к венд-кембрийской карбонатной надформации, строго говоря, условна.

В южной части Икатского хребта сохранившиеся по р.Укшикан фрагменты разреза венд-кембрийской карбонатной надформации отвечают стратиграфической последовательности, описанной в бассейне р.Давыкши (северная половина Витимского плоскогорья). Карбонатные надформации обоих участков однотипны. В бассейне р.Укшикан карбонатная надформация также начинается **известняковой** формацией (первые сотни метров), охарактеризованной остатками археоциат. **Доломитовая** формация (более 650 м), залегающая выше, сложена светлыми массивными доломитами с линзами карбонатных конглобрекчий.

В бассейне р.Ямбуй строение карбонатной надформации иное. Здесь ее разрез начинается **доломитовой** формацией (1200 м), представляющей собой массив белых доломитов и известковистых доломитов. **Известняковая** формация (1150 м), слагающая верхнюю половину надформации, отличается четкой стратифицируемостью. Переслаиваются пачки (40-180 м) массивных и слоистых известняков, реже доломитовых известняков и доломитов различной окраски (белые, серые, темно-серые до черных). В отдельных интервалах известняки запесочены (терригенная примесь до 10%). Отмечаются прослои кварцевых песчаников. Откартировано несколько сравнительно мощных (40-120

м) тел карбонатных конглобрекчий. Остатки археоциат и водорослей локализованы в отдельных горизонтах.

Доломитовая формация бассейна р.Ямбуй напоминает некоторые разрезы доломитовой формации Сархой-Хужиртай-Горхонского междуречья (пологий склон морской банки), а известняковая схожа с одноименной формацией бассейна р.Забит (нижняя часть склона барьерной постройки).

4.2.4. Выводы

Все сохранившиеся палеонтологически охарактеризованные фрагменты венд-кембрийской карбонатной надформации СБГО уверенно сопоставляются с различными частями эталонной модели Боксон-Орликской морской палеобанки. Наиболее представительны материалы (рис. 29) по передовому склону карбонатных построек (бассейны рек Бирамьи, Бамбуйки, Киляны, Коокты, Ямбуя), в пределах которого карбонатная надформация имеет четко выраженное двучленное строение разрезов (снизу вверх: доломиты - известняки). Условия седиментации здесь отличаются широким диапазоном глубин, крутизны склона, энергии вод и т.д. Накапливался в основном обломочный материал карбонатного состава, поступавший в результате разрушения барьерно-отмельной зоны. Органогенные постройки редки, незначительны по размерам и обычно встречаются только в отдельных сравнительно узких интервалах геологического разреза.

Обширными полями представлены отложения барьерно-отмельной зоны (Вост.Саян: Ильчирская структурно-формационная зона; Западное Забайкалье: Чина-Талой-Мало-Амалатское междуречье, бассейн р.Уакит, Икатский хребет). Характерно почти повсеместное отсутствие известняков в верхней половине разреза карбонатной надформации, в результате чего резко возрастает объем доломитовой формации. Основная масса пород имеет биогенное происхождение, однако при доломитизации остатки организмов в основном были уничтожены и в определимом виде сохранились в виде редчайшего исключения, как, например, в окрестностях пос.Троицкого (Витимское плоскогорье). Только в некоторых случаях, когда доломитизации предшествовало интенсивное окремнение органогенных построек, наблюдаются обильные остатки окремнелых археоциат (бассейн р.Уакит, Сархой-Хужиртай- Горхонское междуречье). Имеются, впрочем, единичные барьерные постройки, сложенные каркасными археоциато-водорослевыми известняками (Сархой-Хужиртай-Горхонское междуречье, бассейн р.Янгуды), которые, возможно, располагались особняком на внешнем фасе барьерно-отмельной зоны и поэтому не подверглись доломитизации.

Флишоидные впадинные фации, широко представленные в эталоне (Боксон-Орликская палеобанка) и его дополнении (Давыкшинская и Багдаринская палеобанки), характеризуют почти чисто известняковый тип разреза карбонатной надформации. Другая их особенность - крайняя редкость остатков организмов. Последнее, видимо, является основной причиной, что в Саяно-Байкальской горной области больше нигде не выделена эта часть латерального профиля венд-кембрийской карбонатной надформации. Однако карбонатный флишоид дискуссионного возраста (протерозой ? - палеозой ?) слагает на ряде участков обширные поля. В частности, на Баргузинском хребте суммарная площадь выходов пород одноименной свиты превышает 1500 кв.км. Ксенолиты мощной толщи полосчатых известняков (тилимская ? и хойготская свиты) суммарной площадью около 400 кв.км откартированы в южной части Карафтит-Багдаринской структурно-формационной зоны на междуречье Бол.Амалата и верховий Витима. Можно привести и другие примеры. Вероятность кембрийского возраста, по крайней мере, части этих отложений, на наш взгляд, велика.

Некоторая ограниченность имеющихся материалов по венд-кембрийской карбонатной надформации и ее латеральным соотношениям с другими формациями не препятствует корректной диагностике ее формационной сущности. Основополагающими являются представления о венд-кембрийской карбонатной надформации как прерывистом геологическом объекте, объем которого определяется суммой тел разрозненных однотипных крупных морских палеобанок, близких по возрасту. Латеральный профиль последних свидетельствует о значительной (многие сотни метров) расчлененности рельефа морского дна участков карбонатной седиментации, а огромные мощности карбонатной надформации - о быстром погружении большой амплитуды. Площадная локальность карбонатной седиментации подтверждается латеральными взаимопереходами карбонатных и существенно терригенных формаций при стратиграфически "скользящем" контакте между ними (вплоть до полного выклинивания карбонатных формаций в некоторых разрезах кембрия - например, Еравнинский и Джидинский районы). Все эти особенности венд-кембрийской карбонатной надформации Саяно-Байкальской горной области, подтверждая ее принадлежность к геосинклинальным образованиям, указывают также на высокую тектоническую активность соответствующего этапа развития земной коры.

4.3. Флишоидные формации

Среди характерных формаций палеозоид Саяно-Байкальской горной области наиболее широким стратиграфическим и площадным распространением пользуются флишоидные формации (рис. 30). Даже при современной очень слабой изученности их анализ позволяет наметить существенные особенности геологического развития региона. Литологически флишоидные формации СБГО отличаются большим разнообразием. Преобладают флишоидные песчаниковые и песчаниково-сланцевые формации, в составе которых на некоторых участках заметную роль играет вулканогенный компонент. Локально развиты аспидная формация и известковый флишоид. Последний уже описан в составе венд-кембрийской карбонатной надформации. Достаточно определенное место в геологическом разрезе занимает также аспидная формация. *В одних случаях (Сархой-Урикское междуречье, окрестност*и пос.Багдарин) она согласно залегает на венд-кембрийской карбонатной надформации, в други (бассейн р.Хайт) - замещает по латерали ее верхнюю часть. Немногочисленные находки органически остатков в терригенном флишоиде относятся к интервалу ордовик - силур(девон?)

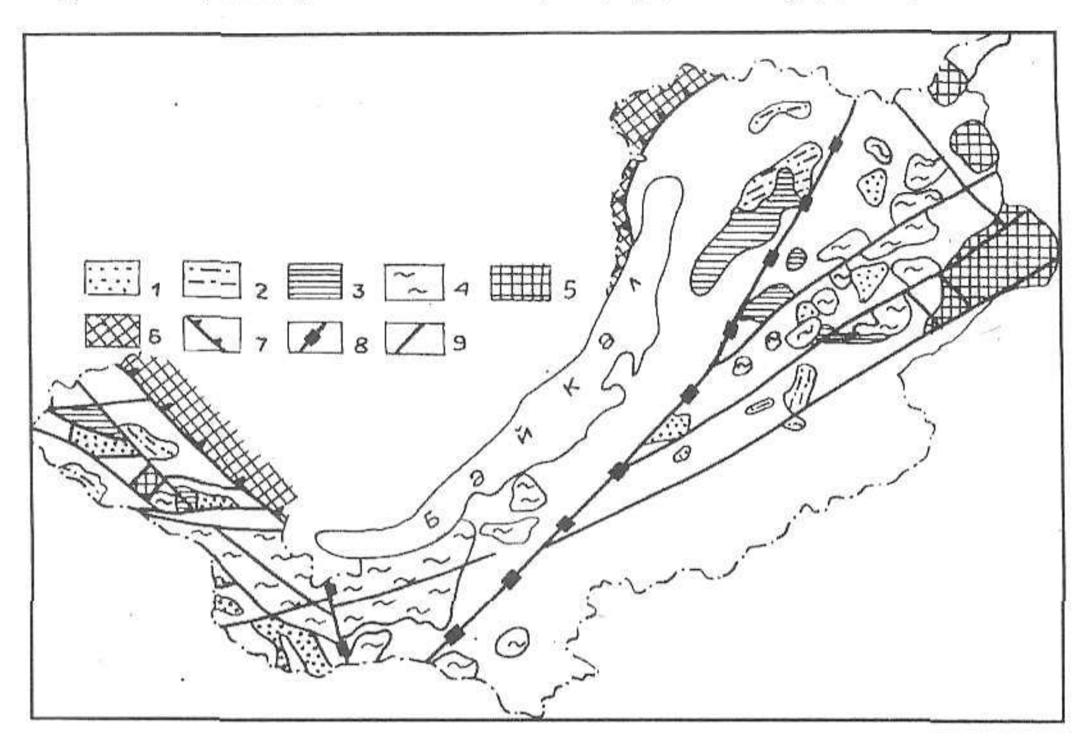


Рис.30. Схема выходов пород флишоидных формаций палеозоид Саяно-Байкальской горной области
1-4 - флишоидные формации: 1 - песчаниковые, 2 - песчаниково-сланцевые и аспидные нерасчлененные; 3 - известняковые (входят в состав карбонатной надформации); 4 - терригенные сильно метаморфизованные: 5 - архейские "глыбы"; 6 - Саяно-Байкальское краевое поднятие; 7 - Саяно-Байкальский краевой шов, 8 - биссекторные зоны (Арсентьев, 1966); 9 - глубинные разломы

(окинская серия Восточного Саяна, пановская и точерская свиты Витимского плоскогорья), в одно случае (суванихинская свита р.Кыдымит) - к интервалу кембрий - ордовик. Известны участки (район пос.Карафтит, Витимское плоскогорье), где мощные флишоидные толщи (ивановская свита) залегают под краевыми частями карбонатных построек, палеонтологически датированных ранним кембрием. Нижняя возрастная граница флишоидной седиментации, по-видимому, опускается в рифей. Материалы по Хамар-Дабану (Шафеев, 1970; Филимонов, 1988, 1990) свидетельствуют о практически непрерывном формировании флишоидных формаций на протяжении длительного времени: от ранних стадий геосинклинального цикла до его замыкания.

4.3.1. Аспидная формация

Наиболее хорошо изучена на Окинском плоскогорье Восточного Саяна, где ее объем соответствует *мангатгольской свите (Сархой-Урикское междуречье) и верхней (известняково-сланцевой) час*ти боксонской серии р.Хайт. Нижний контакт аспидной формации здесь стратиграфически согласный и "скользит" от низов ленского надъяруса (р.Хайт) до середины среднего кембрия (р.Забит). Карбонатные отложения, непосредственно подстилающие аспидную формацию, относятся к сравнительно г

боководным фациям: доманиковой (Сархой-Урикское междуречье) и нижней части подводного склона (р.Хайт). Верхнее ограничение формации повсеместно тектоническое.

Латерально состав и строение аспидной формации испытывают значительные изменения. В бассейне р.Хайт (Бутов, Далматов, 1988) нижняя часть (500 м) формации имеет несколько необычный облик, так как пачки черных серицит-кварцевых сланцев (40-120 м) чередуются примерно в равных соотношениях с пачками серых до темно-серых известняков (25-110 м). В сланцевых пачках в отдельных интервалах наблюдается ритмичное переслаивание (1-7 см) сланцев и известняков. В других случаях известняки слагают прослои (10-25 см), появляющиеся среди сланцев через каждые 1-5 м или (в значительной части разреза) эпизодически. Характерной особенностью известняков, в том числе слагающих самостоятельные пачки, является горизонтальная правильная, иногда линзовидно-волнистая микрослоистость.

Вверх по разрезу пачки известняков исчезают. Наблюдается (первые сотни метров) тонкое (0,1-2 см) переслаивание различных (по оттенкам окраски и содержанию известкового материала) разновидностей темноокрашенных сланцев с появлением в отдельных интервалах слойков и слоев (до 0,5-1,5 м) известняков, граувакковых алевролитов и песчаников. Последние слагают также отдельный горизонт мощностью около 70 м.

Южнее,в стратотипической местности мангатгольской свиты (окрестности Боксонского месторождения бокситов), основную роль (примерно 50%) в составе аспидной формации (1700 м) играют черные филлитовидные сланцы, но песчаники слагают около трети ее объема (см. описание стратотипического разреза в разделе 2.1.4.2.). Значение карбонатных пород резко уменьшается, причем высказываются предположения об олистостромовой природе, по крайней мере, части слагаемых ими тел.

В южном и, в меньшей мере, западном направлениях от стратотипа мангатгольской свиты терригенность состава аспидной формации увеличивается, причем окраска алевролитов и песчаников во многих интервалах становится серой и даже светло-серой. Широко проявлена тонкая (1 мм - 1 см) правильно горизонтальная слоистость, по которой алевросланцы кое-где расщепляются на крупные плиты длиной до 1 м, шириной 0,5-0,7 м и толщиной 0,5-2 см, вполне заслуживая названия "кровельных". Отмечаются многочисленные поверхности местных размывов, косая слоистость.

Наиболее устойчивыми особенностями аспидной формации, позволяющие ее диагносцировать, являются преобладание темноокрашенных глинистых и тонкообломочных пород при широком распространении ритмичной стратификации различных порядков. Разнообразие обликов формации связано в основном с изменчивостью роли ее некоторых основных членов, прежде всего, известняков и песчаников.

В Западном Забайкалье аспидная формация хорошо изучена на Талой-Мало-Амалатском междуречье (окрестности пос.Багдарин). Здесь ей соответствует нижняя подсвита якшинской свиты (200-400 м), сложенная ритмично переслаивающимися темно-серыми известняками и углисто-глинистыми сланцами при подчиненном значении доломитов и полимиктовых песчаников. Аспидная формация залегает с размывом (кратковременный перерыв в осадконакоплении) на карбонатной надформации, а вверх по разрезу постепенно сменяется терригенным флишоидом (верхняя подсвита якшинской свиты, точерская свита). Формация испытывает заметные фациальные изменения как в меридиональном, так и в широтном направлениях. В бассейне р.Багдаринки карбонатные породы в составе аспидной формации представлены почти исключительно известняками. Севернее, на левобережье р.Усоя, в карбонатных породах повышается содержание окиси магния (доломитовые известняки - известковые доломиты). В восточном направлении от русла р.Багдаринки в разрезе аспидной формации возрастает роль терригенных пород. Происходит быстрое (на расстоянии нескольких километров) и резкое увеличение количества линзообразных, быстро выклинивающихся горизонтов углисто-глинистых сланцев, появляются прослои песчаников. Одновременно возрастает степень доломитизации карбонатных пород.

В целом аспидная формация Талой-Мало-Амалатского междуречья напоминает вскрытый по р.Хайт фрагмент поперечного профиля аспидной формации Окинского плоскогорья. В пределах Западного Забайкалья к аспидной формации, по-видимому, относятся также плохо изученные мощные черносланцевые толщи няндондинской, нерундинской и других свит дискуссионного возраста.

4.3.2. Песчаниково-сланцевая флишоидная формация

Между аспидной и песчаниково-сланцевой флишоидной формациями, выходы которых часто пространственно сближены, существуют постепенные переходы и их разграничение нередко проводится со значительной долей условности. Наиболее объективным признаком, на наш взгляд, является общий цветовой фон формации: темно-серый до черного - у аспидной, серый и зеленый (различных оттенков) - у песчаниково-сланцевой.

Геологические разрезы песчаниково-сланцевой флишоидной формации, ее соотношения с другими формациями в вертикальных и латеральных формационных рядах в настоящее время практически повсеместно нарушены в результате многоактовой разрывной тектоники. Поля развития пород песчаниково-сланцевой формации обычно представляют собой мозаику тектонических блоков, по которым можно наметить только самые принципиальные особенности формации.

<u>На Окинском плоскогорье</u> Восточного Саяна песчаниково-сланцевая флишоидная формация по объему соответствует дибинской свите, некоторым частям окинской серии, а на отдельных участках (верховья р.Хоре) картируется как яматинская свита (до недавнего времени - как сархойская свита). В стратотипической местности дибинской свиты, в бассейне верхнего течения р.Диби, формация (более 1 км) характеризуется монотонностью литологии, хотя и намечаются некоторые отличия по крупным интервалам. В составе формации резко преобладают кварц-серицитовые сланцы, часто отчетливо слоистые. Наблюдается переслаивание слойков темно-серой окраски (от микрослоистых до 3-4 см) и более светлых (обычно более мощных). Слоистость горизонтальная правильная, реже параллельная неправильно волнистая. Эпизодически отмечаются слои с параллельной вогнутой косой слоистостью. Изредка на отдельных поверхностях напластования хорошо выражены знаки ряби. Среди сланцев в резко подчиненном количестве присутствуют слои (до 40 см) темно-серых среднезернистых массивных полимиктовых песчаников. В составе обломочного материала последних преобладают полуокатанные, реже окатанные обломки кварца; в небольшом количестве присутствуют угловатые зерна плагиоклаза, примесь хлорита и серицита. Среди немногочисленных, обычно хорошо окатанных (овальных круглых) обломков пород отмечены мелко-, крупнокристаллические окварцованные известняки (резко преобладают), микросланцы неясного генезиса, микрокварциты, кремни, плагиоклаз-кальцитовые породы, микропегматиты. В одном горизонте (20 м) сланцев, обнажающемся на левом берегу р.Диби в 500 м выше устья р.Булэгэ-Гол, наблюдаются неправильные стяжения, линзы и плитообразные прослои (до 20 см) темно-серых мелкозернистых известняков с характерными ячеистыми поверхностями выветривания. По мнению К.Б.Кордэ, известняки являются органогенными образованиями, сложенными, в основном, колониями красных водорослей нового вида.

На правобережье р.Шибит в составе песчаниково-сланцевой флишоидной формации существенную роль играют алевролиты зеленовато-серые, однородные, реже правильно тонкослоистые очень плотные ("звенящие"). В одном из горизонтов алевролитов (6 м) установлены многочисленные мелкие (1 мм до 1 см) известковые округлые и овальные стяжения. Последние обычно сконцентрированы в тонких слойках, реже они распределены более или менее равномерно, иногда - беспорядочно (длинные оси овалов ориентированы в различных направлениях). В шлифах некоторые из стяжений оказались кубковидной формы, окаймленные как в продольном, так поперечном срезах точечными карбонатными выделениями. По мнению К.Б.Кордэ и И.П.Морозовой, эти стяжения являются перекристаллизованными остатками скелетной фауны неясной систематической принадлежности.

Севернее р.Булэгэ-Гол среди обширных полей сланцев песчаниково-сланцевой флишоидной формации находятся крупные скальные обнажения карбонатных пород, которые трассируются в широтном направлении на десятки километров (на запад - по р.Шибит, на восток - в верховья р.Ара-Монгол-Дабан). Однако карбонатные породы слагают не сплошную полосу, а разрозненные тела различной величины (до первых километров длиной и мощностью до первых сотен метров). На левобережье р.Диби все обследованные контакты карбонатных тел оказались тектоническими: вмещающие сланцы раздроблены и перемяты, часто сильно ожелезнены и соприкасаются с различными горизонтами карбонатных пород. Литология и строение даже смежных карбонатных тел обычно заметно отличаются. В целом преобладают известняки при подчиненной роли известковых доломитов и доломитов. В образцах, отобранных по р.Шибит, К.Б.Кордэ определены типичные водоросли нижнего кембрия, что указывает на принадлежность вмещающих карбонатных пород к боксонской серии. Наиболее вероятно, что карбонатный горизонт в разрезе формации является маркером олистостромовой природы.

Латерально песчаниково-сланцевая флишоидная формация испытывает значительные фациальные изменения, однако из-за скудности палеонтологических материалов пока можно наметить только некоторые самые общие закономерности. В 20 км восточнее р.Диби, в бассейне верхнего течения р.Хоре, изменения облика формации таковы, что здесь она традиционно картируется как сархойская серия (последнее время - как яматинская свита). Основная причина - локальное появление единичных горизонтов и пачек красноцветных сланцев и песчаников. Впрочем, общий литологический фон формации выдерживается и здесь как чередование пачек зеленовато-серых филлитовидных и серых (до темно-серых) кварц-серицитовых сланцев, серых средне-, крупнозернистых граувакковых песчаников.

Подчиненное значение имеют горизонты серых массивных и тонкополосчатых алевролитов, черных существенно кремнистых сланцев. Эпизодически отмечаются известняки серые, тонкозернистые, с раковистым изломом. Красноцветная окраска отдельных горизонтов сланцев, по крайней мере, в некоторых случаях является вторичной. Например, в нижнем течении р.Обогол еще на расстоянии в несколько километров бросаются в глаза ярко-красные обнажения длиной около 500 м. Однако

эта окраска обусловлена тонкой пленкой по поверхностям выветривания. На сколах окраска всех пород серая различных оттенков. Обнажения сложены ритмичным чередованием слоев (40-50 см) серых до темно-серых алевросланцев (с переходами в кварц-серицитовые сланцы) и однородных среднезернистых песчаников. В некоторых ритмах появляется еще один член - доломиты (5-10 см, реже больше) серые, мелкозернистые, однородные и микрослоистые. Красноцветная окраска песчаников также не связана с обстановкой их накопления, а обусловлена появлением обломков лиловых сланцев и вулканитов. Из других особенностей песчаниково-сланцевой формации верховий р.Хоре отметим заметное возрастание роли песчаников и дифференциации строения формации по площади и разрезу.

На некоторых участках с песчаниково-сланцевым флишоидом (на других - с аспидной формацией) рифейского возраста ассоциируют вулканогенные образования офиолитовой серии примитивных островных дуг (см.описание дунжугурского офиолитового комплекса и оспинской свиты в разделе 2.1.3.). Это позволяет уточнить фациальную обстановку формирования части рассматриваемых флишоидных отложений как области подводного вулканизма.

В Западном Забайкалье литологические аналоги песчаниково-сланцевой флишоидной формации Окинского плоскогорья не имеют жесткой стратиграфической привязки, неоднократно появляясь в геологическом разрезе. Пространственно их выходы в основном тяготеют к так называемой биссекторной зоне В.П.Арсентьева (1966), направление которой совпадает с ориентировкой Икатского хребта. Типичной является флишоидная формация окрестностей пос.Карафтит, соответствующая ивановской свите. Нижняя часть разреза уничтожена интрузиями, верхняя, мощностью более 2 км, представляет собой **монотонную** толщу ритмично **переслаивающихся** слюдисто-кварц-карбонатных сланцев. Выделяются следующие разновидности сланцев: серые, светло-серые и серовато-белые тонкополосчатые; серовато-белые однородные или с резко подчиненными слойками серых окрасок; светло-серые однородные; изредка - углисто-глинисто-кремнистые. Различные по цвету породы отличаются минеральным составом: серые окраски характерны для сланцев существенно биотитовых с примесью кварца и кальцита, а светлые - для кварц-карбонатных с примесью мусковита. Контакты между слоями прямые и обычно резкие. В переслаивании сланцев можно наметить ритмичность нескольких порядков: I - мощности слойков миллиметры - первые сантиметры (полосчатость); II - мощности слоев десятки сантиметров - первые метры; III - циклы мощностью десятки - первые сотни метров (Бутов, 1967б).

На других участках, например, в бассейне р.Турки, в составе флишоидной формации (пановская свита) существенную роль играют также филлитовидные сланцы и полимиктовые песчаники, отмечаются конгломераты, брекчии, пачки известняков (см. раздел 2.2.2.). Однако в целом вариации состава и строения формации сходны с установленными на Окинском плоскогорье.

4.3.3. Песчаниковая флишоидная формация

Несмотря на определенную условность литологического разграничения песчаниково-сланцевой и песчаниковой флишоидных формаций, основные площади их распространения обособляются достаточно четко. При этом, если для выходов песчаниково-сланцевой и пространственно сопряженной с ней аспидной формаций характерна явная линейность контуров, то для площадей распространения пород песчаниковой формации, имеющих заметно большую ширину, она намечается не столь однозначно.

Стратиграфический диапазон накопления песчаниковой флишоидной формации (точнее, видимо, во множественном числе - песчаниковых формаций) практически совпадает со временем существования подвижной области (рифей-девон?). Достаточно полный разрез формации сохранился только по хр. Хамар-Дабан (см. описание в разделе 2.3.2.). В Восточном Саяне известны фрагменты флишоидных песчаниковых формаций (нередко со значительной ролью вулканогенного компонента), с одной стороны, начального, с другой, - завершающего этапов геологического развития области. На настоящей стадии исследований они рассматриваются как две различные формации, пространственно совмещенные в результате горизонтальных тектонических движений. Флишоидная формация начального этапа геологического развития подвижной области, слагающая самостоятельные тектонические пластины, по составу является терригенно-вулканогенной. В ее вулканогенной части имеются (Геология и рудоносность..., 1989, с.16-18) "...ультрабазиты, габбро, диабазы, базальты и туфы основного состава, т.е. члены офиолитовой ассоциации. Внутренняя структура этой части разреза не расшифрована". По химизму породы близки к толеитовым вулканитам (окраинно-морской бассейн). "Более значительная часть данной толщи представлена туфогенно-терригенными образованиями островодужного типа. Первичная природа большинства пород устанавливается с трудом". Принципиальное значение имеет установление возраста глаукофансланцевого метаморфизма отложений формации (640±20 млн.лет) как доказательства крупных событий, предшествовавших накоплению венд-кембрийской карбонатной надформации (боксонской серии).

Песчаниковая флишоидная формация завершающего этапа геологического развития подвижной области (флишоидная толща окинской серии, см. описание в разделе 2.1.4.3.) на Окинском плос-

когорье сложена почти исключительно песчаниками. Магматогенный компонент представлен силлами диабазов и габбро-диабазов, распространение которых ограничено единственной пачкой мощностью первые сотни метров (Геология и рудоносность..., 1989, с.16). Разрезы формации отличаются монотонностью. Циклиты часто представлены только одним, резко увеличенным нижним элементом, сложенным массивными несортированными полимиктовыми песчаниками. Более тонкообломочные элементы циклитов наблюдаются эпизодически (размыты последующими потоками?), характеризуясь значительно меньшей мощностью. На отдельных участках (р.Даялык-Тустукский, нижнее течение р.Диби) в составе флишоидной формации существенную роль играют тела олистостром (см.описание олистостромовой толщи окинской серии в разделе 2.1.4.3.). В целом песчаниковая флишоидная формация Окинского плоскогорья может рассматриваться как характерная для подножия континентального склона.

В Западном Забайкалье флишоидная песчаниковая формация пользуется широким распространением, но изучена очень поверхностно. Особенно дискуссионны сопоставления и датировка выходов формации на территории северной половины Витимского плоскогорья, где в ее составе рассматриваются отложения сивоконской и точерской свит. Здесь формация сложена серыми полимиктовыми песчаниками и парасланцами с подчиненными прослоями конгломератов, темно-серых известняков и вулканогенных пород преимущественного кислого состава. Чередование терригенных пород часто имеет ритмичный характер. Строение формации отличается большой фациальной изменчивостью: разнообразные парагенетические сочетания пород различного порядка быстро сменяют друг друга как в латеральном, так и в вертикальном направлениях. Вулканогенные породы встречаются по всему разрезу, на отдельных участках слагая от 15 до 40% объема формации. По аналогии с Окинским плоскогорьем не исключено, что часть вулканогенных образований относится к аллохтонным тектоническим пластинам и в дальнейшем будет рассматриваться в составе другой формации. В частности, инородными для флишоидной формации выглядят карбонатно-терригенно-вулканогенные отложения Талой-Усойского водораздела, вмещающие железо-марганцевое оруденение.

Попытки конкретизации описания флишоидной песчаниковой формации Западного Забайкалья на современном этапе исследований малоконструктивны, так как отсутствуют детально изученные геологические разрезы и внутриформационные маркеры (литологические или биостратиграфические). Однако вся имеющаяся информация по вещественному составу, строению и возрасту указывает на принципиальное сходство флишоидных песчаниковых формаций Западного Забайкалья и Окинского плоскогорья, что само по себе закладывает вполне доброкачественную основу для реконструкции главнейших особенностей геологического развития палеозоид южного обрамления Сибирской платформы.

Глава V
ВАЖНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ В ПАЛЕОЗОЕ

Пересмотр представлений по домезозойской стратиграфии СБГО в сочетании с актуалистическим подходом к уяснению сущности основных характерных (индикаторных) осадочных формаций закладывают основу для принципиально новой интерпретации геологической истории палеозоид региона. Более всестороннее осмысливание проблемы облегчили сводки И.В.Гордиенко (1987), предложившего свое решение этой задачи через анализ закономерностей палеозойского магматизма в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы, и Е.В.Склярова (1994) по петрологическим индикаторам тектонической эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса. В принципе реконструкции И.В.Гордиенко, Е.В.Склярова и наши должны взаимно дополнять друг друга, но конкретных точек соприкосновения в этих построениях пока немного. Причины: во-первых, почти полная условность корреляций эндогенных процессов и седиментации ввиду крайней скудности материалов по датировке формаций, особенно магматических; во-вторых, использование при интерпретации материалов различных моделей геологического развития. Тем не менее, обобщения И.В.Гордиенко и Е.В.Склярова позволили сделать поиск альтернативных решений более полноценным.

История геологического развития рассматриваемой территории (южная часть СБГО) в докембрии из-за отсутствия надежной стратиграфической основы сейчас может быть намечена только в виде самой общей рабочей гипотезы с конкретизацией лишь отдельных ее фрагментов. Концепция нескольких унаследованных циклов геосинклинального развития СБГО в течение всего протерозоя и первой половины кембрия (Салоп, 1967; Булгатов, 1983) в настоящее время в сущности лишилась фактического обоснования. При подборе альтернативной модели в качестве каркаса использованы положения, увязывающие имеющиеся материалы с обобщениями по сопредельным (рис. 31) территориям (Дергунов, 1989; Ильин, 1982, 1991; Федоровский, 1985; Хоментовский, 1984, Савельев, 1990); Уралу (Иванов, 1979, 1981), а также глобальными (Милановский, 1983; Казаков, 1990). В частности, на рассматриваемую территорию, по-видимому, можно распространить все основные выводы, сделанные В.С.Федоровским (1985) при анализе ранних этапов геологической истории северной половины СБГО. В первую очередь это касается членения допалеозойской геологической истории региона на три главных мегахрона: архейский, раннепротерозойский и рифейский. Сформировавшаяся в архее "...земная кора в пределах интересующих нас регионов Сибири, а также на... территории, охватывающей фундамент всей Сибирской платформы, была представлена только гранулит-базитовым слоем. В структуре этой коры "гранитный" слой отсутствовал... Вместе с тем гранулит-базитовый слой, несмотря на свою специфику, все же является продуктом процессов континентального корообразования...", так как, "... и гранитный, и гранулит-базитовый слой своим возникновением обязаны процессам дифференциации вещества мантии, истощенной теми элементами, которые ушли на конструкцию континентальной оболочки. По сравнению со зрелой континентальной корой полного профиля, ...гранулит-базитовый слой выступает как несовершенная, незрелая кора континентального типа. Целесообразно, по-видимому, рассматривать его в качестве протокоры ..., а именно первая кора континентального типа" (Федоровский, 1985, с.136).

"Возникший в результате архейского тектогенеза гранулит-базитовый слой образовал гигантский по размерам сегмент земной коры, составляющий и теперь значительную часть фундамента Сибирской платформы. В принятой нами системе терминов - это протоконтинент. ...В начале раннего протерозоя в южной части сегмента гранулит-базитового слоя в условиях режима рифтогенеза закладывается система зеленокаменных поясов. ...Тектоническое раскрытие в дорифейских зеленокаменных поясах, хотя оно и сопровождалось в предельном случае формированием коры океанического типа, не было очень значительным. О незначительных масштабах раскрытия в каждом отдельном рифте свидетельствует, между прочим, и сама множественность зеленокаменных поясов" (Федоровский, 1985, с.147, 187). К этому выводу В.С.Федоровский неоднократно возвращается (с.168): "... Вряд ли можно предполагать сколько-нибудь значительные масштабы спрединга в каждом отдельно взятом зеленокаменном поясе или океанической зоне. Одного этого достаточно для того, чтобы отрицать и сколько-нибудь заметные масштабы субдуктивного процесса, если даже предположить, что он осуществлялся". В конце раннего протерозоя произошли прекращение тектонического растяжения и **скучивание**. Однако главные объемы континентальной коры возникли " ...в результате преобразования ранее созданной специфической протокоры; роль краевых морей и островных дуг в этом процессе была незначительна". Возникла первая в геологической истории континентальная кора с контрастно выраженными "гранитным" и "базальтовым" слоями. Масштабы континентального корообразования были гигантскими, циклопическими (Федоровский, 1985, с.169). По некоторым подсчетам, среди зрелых континентальных кор Евразиатского материка дорифейские составляют около 80% (с.188). "...Ранний докембрий по объему континентальной коры, продуцированной в это время, можно расценить как "сиалический взрыв". Мантия, выдавшая наверх эту "накипь", оказалась истощенной

сиалической составляющей, которую она первоначально содержала. Появление в конце раннего протерозоя гигантских объемов континентальной коры изменило облик верхней части литосферы. Была создана новая система тектонических неоднородностей. Именно в этом можно видеть причину появления качественно новых геодинамических обстановок, которые в рифее и фанерозое (неогее) отражают взаимодействие уже вполне развившихся систем континент-океан" (с. 184). "...Только с этого времени возникли условия для осуществления механизма субдукции" (с.169).

По мнению В.С.Федоровского (с.182), северный сектор Байкальской горной области к рубежу 1630-1700 млн.лет вступил "в режим платформенного развития". По нашим представлениям, этот режим возник и на остальной части СБГО. Расшифровка геологической истории рифейского мегахрона наиболее сложна из-за крайней дискуссионности выделения в пределах рассматриваемой территории образований этого возрастного диапазона. Работа Е.Е.Милановского (1983), на наш взгляд, может служить идейной основой для создания рабочей гипотезы, логически продолжающей построения В.С.Федоровского. На фактическом материале в масштабе всей Земли, в том числе по Сибирской платформе, Е.Е.Милановским показано, что рифей был планетарной мегаэпохой интенсивного рифтогенеза, в течение которой земная кора испытывала преимущественно растяжение. При этом упомянутым исследователем были сформулированы следующие закономерности. "Резкое усиление процесса рифтогенеза... в позднепротерозойскую мегаэпоху... происходило одновременно с заложением огромных геосинклинальных поясов" (с.260). Последние (в том числе, Урало-Монгольский) разделили кору континентального типа на отдельные древние платформы (Сибирскую и другие). На Сибирской платформе значительная часть рифейских авлакогенов "...наследует или возрождает раннепротерозойские проторифтовые структуры" (с.75). "В своем возникновении и развитии... авлакогены тесно связаны с геосинклинальными поясами неогея, заложенными в рифее и частично регенерированными... в раннем или среднем палеозое. Пространственная связь проявляется в том, что авлакогены тяготеют к участкам платформ, ближайшим к соответствующим геосинклинальным поясам, обычно являются их ответвлениями, часто слепыми, вдающимися в тело платформы или простираются параллельно краям этих поясов. Генетическая связь выражается в совместном (одновременном или с небольшим запозданием в авлакогенах) возникновении, однотипном, хотя и резко различного масштаба, сопряженном кинематическом характере и режиме движений в геосинклинальных поясах и авлакогенах... Далеко зашедшие в своем развитии авлакогены настолько приближаются по своим формациям и характеру структур к эпигеосинклинальным складчатым зонам..., что между ними нельзя провести резкой грани " (с.235). "... Установлено, что в палеозое не возникали новые интракратонные рифтовые зоны, а происходила регенерация древних авлакогенов... Местами... погружение авлакогенов... почти не прерывалось на рубеже позднего протерозоя и палеозоя. Зоны, затронутые рифтогенезом в палеозое, в отличие от рифейских авлакогенов захватывали не всю платформу, а ее части, прилегающие к смежным геосинклинальным поясам" (с.263). "В целом, на протяжении почти всего палеозоя, судя по истории развития авлакогенов на древних платформах, сколько-нибудь существенного расширения их площади, как и общей площади обрамляющих платформы геосинклинальных поясов, и, вероятно, всей земной поверхности не происходило" (с.265).

Процитированные элементы представлений Е.Е.Милановского (1983) и В.С.Федоровского (1985) отражают целостную концепцию необратимого развития земной коры, усиленно разрабатываемую в последние годы многими исследователями и крупными коллективами, в частности, Геологического института РАН. Одним из узловых моментов упомянутой концепции является уяснение ограниченной роли тектоники литосферных плит как проявляющейся только на определенных этапах геологического развития Земли. К "земным" аргументам, приводимым В.С.Федоровским (1985), добавим, что по данным сравнительной планетологии "...геодинамика Земли существенно отличается от геодинамики Венеры и Марса, а Венера по стилю тектоники ближе к Марсу, чем к Земле. ...На Венере или нет тектоники плит, или литосферные плиты Венеры движутся очень медленно (по сравнению с земными)" (Никишин, 1990, с.28-29; аналогичная точка зрения у Базилевского, 1990; близко - Кинг, 1979, с.357; Зоненшайн и др., 1990). Другими словами, механизм тектоники плит явно не имеет универсального, всеобъемлющего характера. Возникает вопрос: какова роль тектоники плит на различных этапах тектоно-магматической жизни Земли? Особое внимание привлекает начальный этап проявления тектоники плит - рифей-раннепалеозойский, являющийся, в сущности, переходным между площадными (раннедокембрийскими) и господством линейных (фанерозойских плитотектонических) форм зрелого континентального корообразования. Специфика этого переходного периода сейчас усиленно исследуется. В частности, материалы по возможным тектоническим аналогам СБГО обобщены Е.В.Артюшковым и М.А.Безром (1990), проанализировавшим строение и развитие около сотни **глубоких** прогибов на **континентальной** коре, сформировавшихся "...в течение последнего миллиарда лет на разных континентах и вошедших в состав складчатых поясов после сильного сжатия". Приведем их важнейшие выводы:

1. "В подавляющем большинстве случаев погружение континентальной коры происходит без

сильного растяжения. Относительное растяжение в глубоких прогибах обычно составляет несколько процентов, иногда примерно 10%... Типичные рифтовые впадины, где растяжение является сильным и достаточным для объяснения утонения коры и погружения, встречаются очень редко".

2. "В сильное сжатие вовлекаются только те прогибы на континентальной коре, где имело место быстрое погружение большой амплитуды. Эти прогибы можно назвать миогеосинклиналями. В прогибах, где происходило лишь медленное погружение, кора никогда не сминается. Их можно назвать платформенными осадочными бассейнами".

3. "*Перемещение крупных тектонических покровов не приводит к интенсивному погружению коры в прилегающих областях*".

4. "Сильное сжатие никогда не сопровождается образованием крупных горных сооружений. После сжатия ... миогеосинклиналей формируется очень неровный рельеф высотой менее или около 1 км. За 1-2 млн.лет он сглаживается эрозией".

5. "Горообразование обычно начинается через большой интервал времени около 10-100 млн.лет. При этом в подымающейся области интенсивного сжатия уже не происходит".

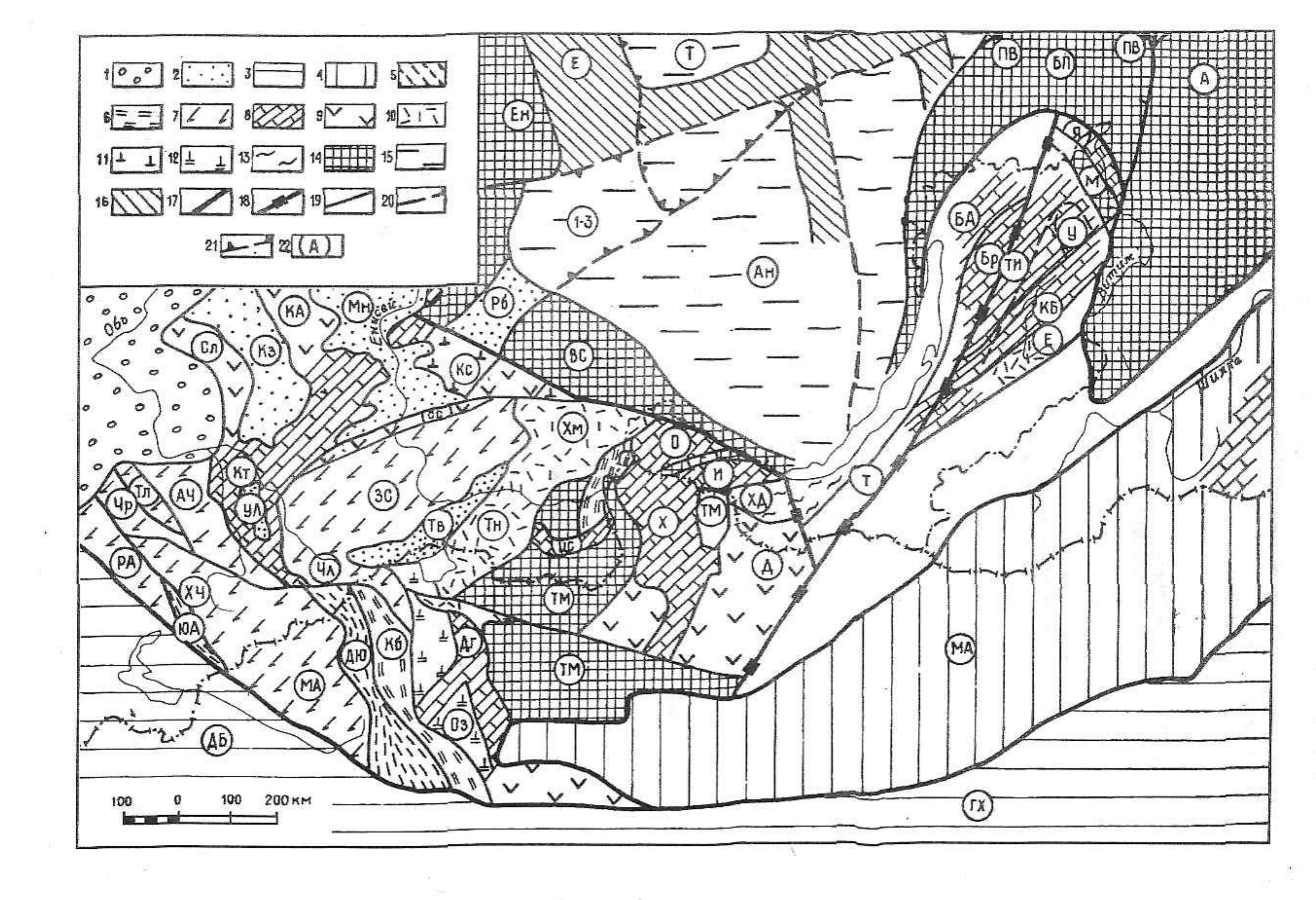
6. "Из этих движений лишь складчатость происходит вследствие больших горизонтальных перемещений литосферных плит. Крупные погружения и поднятия континентальной коры с ними непосредственно не связаны. Таким образом, континентальная тектоника оказывается в значительной мере независимой по отношению к дрейфу литосферных плит".

Фундаментальные закономерности, установленные Е.Е.Милановским и другими упомянутыми выше исследователями, в значительной мере позволяют преодолеть фрагментарность и некоторую противоречивость имеющихся фактических материалов по рифею СБГО. Изложим наши представления в виде рабочей гипотезы истории геологического развития региона.

По нашему мнению, к началу рифея Сибирская платформа, СБГО и прилегающие районы Северной Монголии входили в состав единой палеоплатформы - Северо-Азиатской литосферной плиты (*кратона - по Борукаеву и др., 1992*). *В современной системе координат южным ограничением упомянутой* литосферной плиты является, скорее всего, Монголо-Охотский разлом (по традиционным взглядам разграничивает каледониды и герциниды). При некоторых вариантах тектонических реконструкций (Ильин, 1982) эта граница может проводиться севернее (по Джидинской структурно-формационной зоне). Далее в западном направлении южные ограничения Северо-Азиатской литосферной плиты фиксируются контурами центральноазиатских каледонид на меланократовом основании. Формирование континентальной коры путем трансформации коры океанического типа происходило только во внешнем обрамлении литосферной плиты. Основные закономерности этого процесса на примере центральноазиатских каледонид детально проанализированы А.Б.Дергуновым (1989). Кстати, один из выводов упомянутого исследователя представляет в сущности указание на существование какой-то планетарной структурной единицы, но с несколько иными ограничениями, чем предлагаемые нами. А.Б.Дергунов (1989, с.146) пишет:"...Центрально-Азиатский палеотектонический бассейн, его древнее обрамление и в некоторой мере Сибирскую платформу можно рассматривать как единую тектоническую надсистему... Тектоническая изолированность казахстанских каледонид и существенные различия в строении затрудняют корреляцию их с каледонидами Центральной Азии, поэтому не исключено, что они были разделены обширными палеоокеаническими пространствами".

Факторами геологического развития Северо-Азиатской литосферной плиты были, с одной стороны, площадные неоднородности ее коры, отражающие различную степень переработки первичных неоднородностей литосферы, а с другой, - взаимодействие с прилегающими океаническими бассейнами, особенно заметно проявлявшееся в приграничных зонах. На характер накапливавшихся осадков существенное влияние могли оказывать также горизонтальные перемещения Северо-Азиатской литосферной плиты, главным образом, в результате ее прохождения через различные климатические зоны и, как следствие, изменения климата рассматриваемой территории. К сожалению, имеющиеся палеоклиматические реконструкции, выполненные с мобилистических позиций Н.А.Ясамановым (1985), ограничены фанерозоем. Общие суждения по климатическим условиям докембрия аргументируются в основном литологическими индикаторами климата (высокозрелые и глинистые породы, карбонаты, тиллиты и др.) без составления даже схематических палеоклиматических карт.

Разумеется, местонахождение территории СБГО, как и всей Северо-Азиатской литосферной плиты, в позднем протерозое не совпадало с современным (в нынешней системе координат и по ориентировке). Однако для точных реконструкций необходимых фактических, в частности, палеомагнитных материалов нет. Площадные палеоклиматические построения для этого временного интервала затруднены также предполагаемой слабой зональностью климата, который почти на всей планете был жарким и довольно влажным. Хорошими планетарными (и региональными) стратиграфическими реперами могли бы быть три эпохи оледенения с возрастом около 950 млн.лет, около 750 млн.лет и



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22
А
Т
Е
ПВ
БЛ
ПВ
А
Ен
Я
М
1-3
БА
У
Бр
ТИ
Ан
КБ
Е
Витим
Рб
КА
Мн
Енисей
Обь
Сл
Кз
Кс
ВС
Хм
О
И
ХД
ТМ
Т
Шилка
Кт
ЗС
УЛ
АЧ
Тл
Чр
РА
Тв
Тн
Х
Д
ЦС
Чл
ХЧ
ЮА
ТМ
ТМ
Дю
Кб
Дг
МА
МА
Оз
ДБ
ГХ
100 0 100 200 км

Рис. 31

Рис. 31. Схема основных структурных элементов Центрально-Азиатского складчатого пояса.

1 - осадочный чехол Западно-Сибирской плиты; 2 - межгорные прогибы и впадины; 3 - поздние герциниды (ДБ - Джунгаро-Балхашская и ГХ - Гоби-Хинганская складчатые геосинклинальные системы; 4 - герциниды (МА - Монголо-Амурская складчатая геосинклинальная система); 5-6 - деструктивные прогибы: 5 - с терригенным, 6 - терригенно-вулканогенным выполнением; 7-9 - зоны распространения раннепалеозойских отложений: 7 - реликтового океанического басейна, 8 - крупных карбонатных морских банок, 9-10 вулканогенных островодужного типа: 9 - базальтово-андезитовой серии, 10 - андезит-дацитовой серии; 11-12 - вулканогенных палеоокеанического типа: 11 - спилито-кератофировой серии, 12 - диабазо-спилитовой серии; 13 - флишоидных (сильно метаморфизованных); 14 - выступы дорифейского кристаллического фундамента; 15 - осадочный чехол Сибирской платформы; 16 - рифейские авлакогены (ПВ - Патомо-Вилюйский); 17 - шовные зоны; 18 - биссекторные зоны; 19 - важнейшие глубинные разломы; 20 - некоторые из предполагаемых глубинных разломов; 21 - границы структур платформенного чехла; 22 - структурные зоны:

Алтае-Саянская область и Западная Монголия (по Дергунову, 1989, рис. 1): Сл - Салаирская, КА - Кузнецко-Алатауская, Кс - Кембросаянская, РА - Рудно-Алтайская, Чр - Чарышская, Тл - Талицкая, АЧ - Ануйско-Чуйская, Кт - Катунская, ХЧ - Холзунско-Чуйская, Чл - Чулышманская, ЗС - Западно-Саянская, СС - Северо-Саянская, Тн - Таннуольская, ХМ - Хамсаринская; МА - Монголо-Алтайская, Оз - Озерная, Дг - Дагандельская, ХХ - Хан-Хухейская. Наложенные впадины: Мн - Минусинская, Кз - Кузнецкая, УЛ - Уйменско-Лебедская, Тв - Тувинская, Рб - Рыбинская. Деструктивные прогибы: ЮА - Южно-Алтайский, ДЮ - Делюно-Юстыдский, Кб - Кобдинский.

Тувино-Монгольский (ТМ) "массив" (с использованием материалов А.В.Ильина, 1973, рис. 2; 1982, рис. 2 и И.В.Гордиенко, 1987, рис. 2): Х - Хубсугульская, ЦС - Центрально-Сангиленская, Д - Джидинская.

Саяно-Байкальская горная область: О - Окинская, Г - Гарганская, И - Ильчирская, ХД - Хамар-Дабанская, Т - Темникская, Е - Еравнинская, КБ - Карафтит-Багдаринская, ТИ - Турка-Икатская, У - Уакитская, М - Муйская, Я - Янгундинская, Бр - Баргузинская, БА - Бирамьино-Верхне-Ангарская.

Сибирская платформа (по Милановскому, 1983, рис. 14; Советову, 1977, рис. 2). Краевые поднятия: Ен - Енисейский кряж, ВС - Восточно-Саянское, БП - Байкало-Патомское. Антеклизы: Е - Енисейская (восточный склон), Ан - Ангарская (1-3 - наиболее глубокие впадины второго порядка: Тасеевская, Долгомостовская, Мурско-Чунская)

660-680 млн.лет назад, следы которых обнаружены во многих районах Земли (Ясаманов, 1985, с.45-46).

Проблема тиллитов (и тиллоидов) в докембрии Саяно-Байкальской горной области ставилась отдельными исследователями (Бабурин, 1964 и др.), но серьезных систематизированных материалов пока нет. Не исключено впрочем, что в это время, как и в кембрии, Северо-Азиатская литосферная плита находилась в приэкваториальной области.

Рифей для Северо-Азиатской литосферной плиты, как и для всей планеты, был мегаэпохой интенсивного рифтогенеза (Милановский, 1983). В пределах южной половины нынешней Сибирской платформы заложились авлакогенообразные прогибы, в которых накапливались рифейские отложения, основной объем которых представлен байкальской серией и ее аналогами (Хоментовский, 1984). На территории СБГО как краевой части литосферной плиты развитие рифтовых структур должно было бы происходить более активно и более контрастно. Представляется, что современные контуры южной части Сибирской платформы оформились в результате эволюции краевой системы рифтов в окраинную часть подвижной области, близкой к миогеосинклинальной. Предполагается, что расположение основных структурных элементов в пределах СБГО контролировалось сетью длительно существовавших (с начала рифея) глубинных разломов, метко названной Н.А.Флоренсовым структурой "птичьего крыла", а также так называемых биссекторных зон, выделенных В.П.Арсентьевым (1966). В сущности, речь идет о системе сутурных швов, в основном безофиолитовых, разделяющих крупные структурно-формационные элементы существующих сейчас покрово-складчатых сооружений (рис. 31, 32).

Разрывные нарушения, с одной стороны, параллельные сутурным швам, с другой, - перпендикулярные к ним, в первой половине рифея сформировали систему блоков - "клавиш", неравномерное опускание которых на фоне общего воздымания региона привело к возникновению рифтогенных прогибов. Заложение последних происходило в течение длительного времени и неодновременно, а их развитие, особенно на начальных этапах, было неодинаковым. В пограничных с Сибирской платформой структурах с рифея и, вероятно, до второй половины палеозоя происходило накопление мощных флишоидных, преимущественно терригенных, локально-вулканогенно-терригенных толщ. Нынешний облик пояса сильнометаморфизованных пород, выходящих вдоль границ с Сибирской платформой, определили в основном события нескольких этапов: "шейкового" метаморфизма (по С.Н.Иванову, 1979, с.65-67 - отражает образование и развитие "шейки", соединяющей раздвигающиеся блоки земной коры) и более поздних - сжатия земной коры. Примером являются метаморфические флишоидные толщи хребта Хамар-Дабан (Южное Прибайкалье). Используя актуалистические модели, А.В.Филимонов (1990, с.137) оценил обстановки накопления флишоидов хребтов Малый Хамар-Дабан и Хангарульский как область "...крупной каньоно-веерной системы пассивной окраины краевого палеобассейна...". Им описаны обстановки верхнего конуса (фации руслового выполнения, прирусловых валов и тонкослоистые межрусловые), среднего конуса (фации долин и лопастей супрафенов) и гемипелагическая (?) (известняки с подчиненными горизонтами дистальных турбидитов и прослоями квар-

цевых контуритов). "С флишоидом пространственно связана темно-сланцевая, преимущественно алевролитовая толща, отлагавшаяся в обстановках континентального склона и глубоко погруженного шельфа". Судя по составу кластики ("аркозовая" ассоциация), область питания характеризовалась континентальной корой. К сожалению, выводы А.В.Филимонова не подкреплены площадными палеогеографическими и палеотектоническими реконструкциями, т.е. пока не выходят за рамки рабочей гипотезы.

Материалы А.В.Филимонова хорошо вписываются в наши представления (Бутов, 1988, с.60-61) о непрерывности осадконакопления в рифее и раннем палеозое не только в Иркутском амфитеатре, но и в обрамлении Сибирской платформы. Самый край Сибирской платформы в течение всего этого времени, за исключением, возможно, раннего-среднего кембрия, был приподнят и служил областью денудации. Судя по литологии и объему рифейско-вендских терригенных отложений юго-запада Сибирской платформы, детально описанных Ю.К.Советовым (1977), их формирование произошло в результате размыва длительно существовавших небольших краевых поднятий Сибирской платформы. Основным источником терригенного материала в ее непосредственном обрамлении были, вероятно, значительно более крупные поднятия в пределах территории СБГО, также сложенные образованиями континентальной коры. В целом для позднепротерозойских рифтогенных прогибов СБГО были характерны быстрые погружения и значительные глубины водных бассейнов, в которых накапливались преимущественно флишоидные формации, локально со значительной долей вулканогенного компонента. В отдельных узких зонах формировались офиолиты. Наиболее детальные реконструкции предложены Г.В.Риле (1991) для Олокитского района (Северное Прибайкалье). В качестве индикаторов рифтовой природы палеоструктур им использованы (с. 16-17) бимодальный вулканизм и наличие парагенезов высокозрелых осадков в низах крупнейших седиментационных циклов рифейских отложений. Среди особенностей последних важнейшими являются ритмичная стратификация с четко проявленной разнопорядковой цикличностью; зелено- и сероцветные окраски пород; резкая фациальная изменчивость с закономерной сменой с северо-запада на юго-восток (с. 7) грубообломочных пород тонкообломочными и карбонатными. Описана (с. 16) постепенная структурная дифференциация первоначально сравнительно просто устроенного прогиба на линейные интенсивно прогибавшиеся зоны и относительно поднятые более стабильные участки. К поднятиям приурочены строматолитовые доломиты, в чем Г.В.Риле бесспорно прав. Однако большую часть карбонатных образований Олокитского синклинория, опираясь на наше знакомство с полевыми материалами Фосфоритовой партии ПГО "Бурятгеология" (П.А.Хлыстов и др.), мы склонны рассматривать как микритовый карбонатный флишоид, сформировавшийся у подошвы подводного склона. К сожалению, имеющаяся информация пока явно недостаточна для составления палеогеографических и палеотектонических карт для территории хотя бы Северного Прибайкалья. Неясна роль в общей картине выделяемых здесь рифейских офиолитов (Добрецов, 1983; Добрецов, Булгатов, 1991; Конников, 1991). По мнению Н.Л.Добрецова, офиолиты Байкало-Муйского пояса формировались в обстановке рифта типа Красноморского. Не исключаются, впрочем (устное сообщение), аналогии с примитивными островными дугами. Проблема внутриконтинентальных офиолитов сейчас усиленно разрабатывается (Кузнецов, 1991).

Близкие обстановки осадконакопления описаны (Постников и др., 1991) для позднего докембрия Окино-Хубсугульского района (Восточный Саян). Среднерифейские офиолиты (более молодые, в том числе палеозойские, сейчас в Восточном Саяне не выделяются) отнесены к реликтам примитивной островной дуги. Существенно терригенный флишоид с толеитовыми базальтами в нижней части разреза (хазалхинская свита) накапливался в сравнительно глубоководном морском бассейне, но конкретные геодинамические индикаторы для этих отложений не намечены. Значительный интервал возраста офиолитов (1300 млн.лет) и глаукофансланцевого метаморфизма (620 млн.лет) допускает несколько вариантов реконструкций пространственно-временных соотношений офиолитовой серии и хазалхинской свиты. Следующий этап геологического развития, частично перекрывающий по возрасту предыдущий (700-600 млн.лет), связан с формированием мощной пестроцветной вулканогенной толщи (сархойская серия). Ее состав охватывает весь спектр пород от базальтов до риолитов, по петрохимическим параметрам соответствуя островодужным известково-щелочным сериям (Кузьмичев, 1990б). Ассоциирующие с вулканитами красноцветные песчаники, гравелиты, конгломераты свидетельствуют о мелководных, эпизодически субаэральных условиях осадконакопления, т.е. практически полной компенсации прогибания осадками. Именно этот и сходные с ним комплексы отложений послужили обоснованием представлений о рифтогенном характере развития Южной Сибири в позднем рифее (Ильин, 1982).

Позднедокембрийские красноцветные формации установлены еще только в одном районе - Средне-Витимской горной стране (Салоп, 1964). Крайне ограниченное распространение на террито-

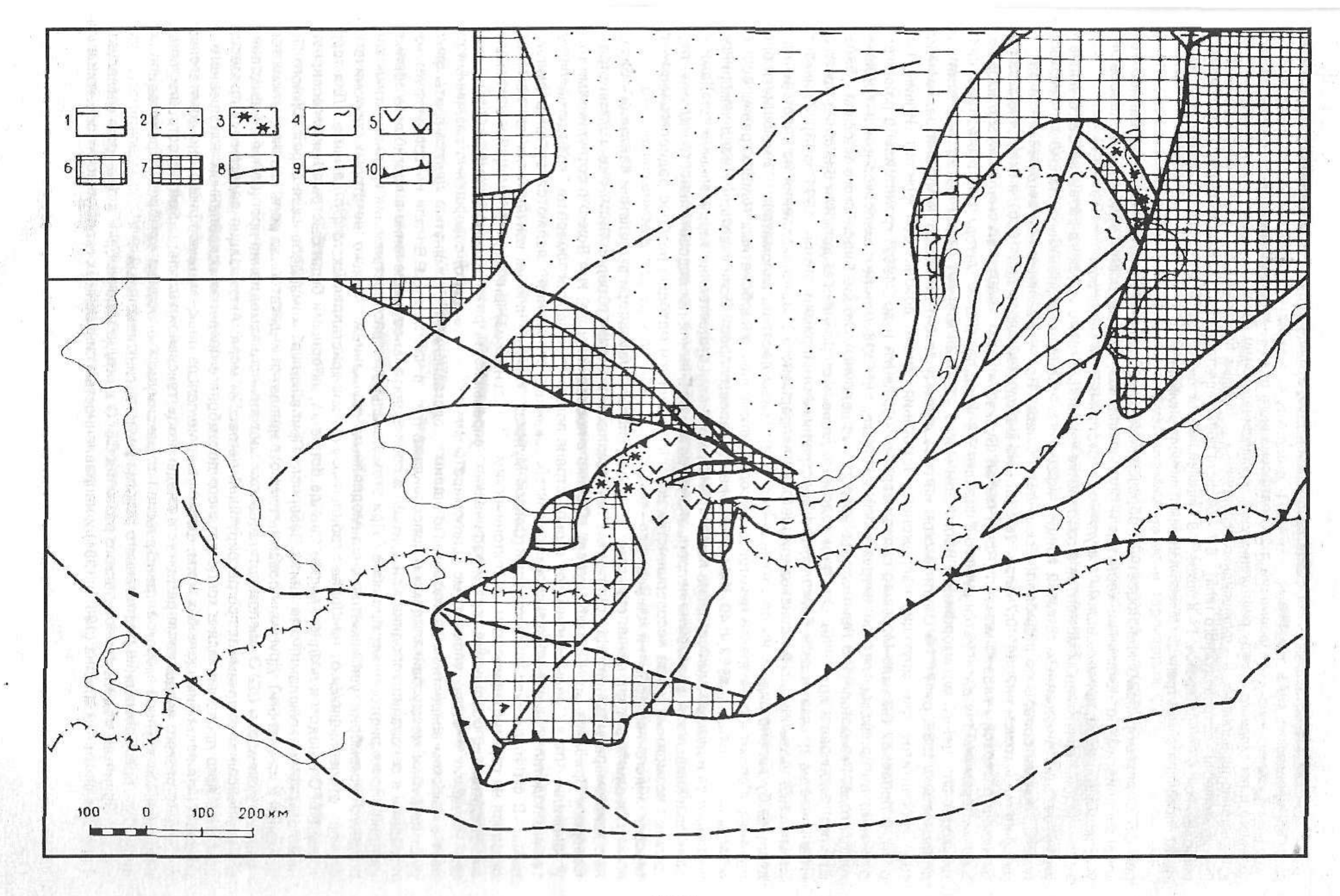


Рис. 32

Рис. 32. Палеотектоническая схема Центральной Азии в конце рифея (использованы: Дергунов, 1989, рис. 45; Милановский, 1983, рис. 14).

1-4 - зоны наклонения формаций: 1-2 - платформенного типа: 1 - карбонатных, 2 -терригенных; 3-5 - рифтогенного и переходного (между рифтогенными и геосинклинальными) типов: 3 - красноцветных терригенных и вулканогенно-терригенных, 4 - флишоидных терригенных (в шовных прогибах), 5 - существенно вулканогенных (петрохимически - островодужного типа); 6-7 - области преимущественного размыва с континентальной корой, образованной: 6 - в протерозое, 7 - в архее; 8-9 - важнейшие тектонические швы различной степени достоверности; 10 - предполагаемая граница Северо-Азиатской литосферной плиты

рии СБГО докембрийских красноцветных образований свидетельствует, что компенсированное осадконакопление имело локальный характер и ограничивалось, скорее всего, отдельными небольшими участками прогибов, примыкавшими к крупным кристаллическим массивам.

Одним из ключевых моментов в разработке концепции геологического развития СБГО является интерпретация эндогенных событий конца рифейского - вендского времени. Напомним некоторые имеющиеся материалы по радиологическим датировкам. Время излияния лав верхней части разреза рифея в Олокитском районе - 0,7 млрд. лет (Sm-Nd метод, Неймарк и др., 1990), в Восточном Саяне в бассейне р.Сархой - 718±30 млн.лет (Rb-Sr метод, Буякайте и др., 1989). Региональный метаморфизм в Олокитском районе датируется рубежом порядка 0,6 млрд.лет (Rb-Sr метод, см. Риле, 1991, с. 17), глаукофансланцевый метаморфизм в Восточном Саяне - 640±20 млн.лет (Rb-Sr метод, Геология и рудоносность..., 1989, с. 17). На Сангиленском нагорье дайки эссексит-диабазов, камптонитов, мончикитов, керсантитов, фиксирующие напряжения растяжения, имеют возраст 594 млн.лет (Ильин, 1982, с.34). В пределах Байкало-Муйского пояса известны (Срывцев и др., 1992) гранитоиды с раннекембрийскими датировками (лесной интрузивный комплекс, 556±16 млн.лет; малоякорный интрузивный комплекс, 537±9 млн.лет). В Приольхонье возраст субщелочных габбро Бирсинского массива - 530±23 млн.лет (Бибикова и др., 1990). Эти и им подобные данные сторонники выделения байкалид используют в качестве доказательств байкальского диастрофизма (например, Риле, 1991, с.18). Однако все упомянутые выше события происходили на фоне непрерывного осадконакопления на участках, находящихся буквально рядом, на расстоянии не более первых десятков километров. "Имеющиеся определения абсолютного возраста некоторых пород, заключенных в карбонатных толщах, равны 600, 710 и 740 млн.лет" (Ильин, 1982, с.40, K-Ar определения валовых проб). Если учесть, что венд-кембрийская карбонатная надформация согласно подстилается мощными существенно терригенными толщами, то даже сохранившиеся фрагменты непрерывной стратиграфической последовательности надежно перекрывают возможный (из-за несовершенства использовавшихся методик) разброс радиологических датировок эндогенных событий конца рифея - венда.

Заслуживает внимания еще один аргумент, используемый при выделении байкалид - базальные конгломераты палеозоид, описанные на нескольких участках (Средне-Витимская горная страна, Северное Прибайкалье, Прихубсугулье). Однако в последние годы Н.А.Божко с сотрудниками (МГУ) установили, что в Средне-Витимской горной стране полимиктовые конгломераты, кое-где непосредственно подстилающие фаунистически охарактеризованные отложения, являются внутриформационными. В стратотипической местности (Северо-Муйская "глыба") нижний контакт этих конгломератов оказался не стратиграфическим, а тектоническим. Детальным изучением деформаций и метаморфизма убедительно обоснована стратиграфическая непрерывность разреза рифея-кембрия этого района. На других участках упомянутые конгломераты имеют, скорее всего, совершенно различный возраст в широком возрастном диапазоне. По нашим представлениям, упомянутые конгломераты фиксируют не рубеж между байкалидами и палеозоидами (как, в частности, Г.В.Риле интерпретирует конгломераты в основании холоднинской свиты), а последовательное вовлечение в прогибание обрамления рифейских рифтогенных прогибов. При этом локальность распространения красноцветных толщ позднего докембрия увязывается с замедленным опусканием только некоторых тектонических блоков, отчленившихся от наиболее стабильных участков кристаллического фундамента. Для территории СБГО в целом в позднем рифее - венде более характерными были быстрые некомпенсированные погружения (туколамийская свита Северного Прибайкалья? хамардабанская серия Южного Прибайкалья и их аналоги). Другими словами, нами оспаривается индикаторная роль красноцветных толщ позднего докембрия СБГО как показателей эпохи постепенного замедления прогибания с нарастанием его компенсации осадками и прогрессирующей регрессии моря. Активизация эндогенных процессов, особенно ярко проявившихся в конце позднего докембрия в пределах ослабленных зон древнего заложения (излияния бимодальных магм, формирование поясов даек, метаморфизм) - не доказательство общего резкого воздымания региона, а следы его интенсивной тектонической перестройки, сопровождавшейся крупной морской трансгрессией с максимумом в раннем кембрии. Происходило, повидимому, преобразование рифтогенного режима в миогеосинклинальный.

Принятая модель геологического развития СБГО в позднем докембрии в принципе согласуется с построениями А.В.Ильина (1982, 1991) и направленностью синхронных геологических событий в Ир-

кутском амфитеатре. Наиболее дискуссионной проблемой является стратиграфический диапазон (объем) рифтогенного этапа. В отличие от А.В.Ильина, Г.В.Риле, Н.А.Божко и других исследователей, относящих зарождение рифтовых прогибов к началу позднего рифея, представляется более правильным относить к рифтогенным все рифейские стратифицированные образования, залегающие на раннепротерозойском структурном этаже, в том числе нижне(?) - среднерифейские офиолиты (один из вариантов точки зрения Н.Л.Добрецова). Основной аргумент - в рамках рифея, так же как в интервале между концом рифея - началом кембрия, нет рубежей со значительным проявлением эндогенной активности (метаморфизм, гранитоиды), четко фиксируемых на всей территории СБГО. Намечающиеся противоречия с реконструкциями по петрохимическим особенностям магматического компонента (примитивные островные дуги и т.д.), по-видимому, связаны с эволюционными процессами, в результате которых формирование близких по составу комплексов пород в докембрии и фанерозое происходило в заметно различавшихся геодинамических обстановках. Аналогичный вывод напрашивается для флишоидных формаций, благоприятные **палеогеографические** условия для накопления пород которых в докембрии существовали и в **иных геодинамических** обстановках (Советов, Бутаков,1990), чем в фанерозое. Похоже, что при анализе докембрийской геологической истории актуалистическая интерпретация формаций - индикаторов, особенно не подкрепленная площадными реконструкциями, может использоваться только со значительной долей условности. В целом создается впечатление, что сходство между рифейскими и современными рифтами весьма отдаленное и не исключено, что при дальнейших исследованиях обнаружится их принадлежность к различным таксонам тектонических структур.

Предложенная интерпретация рифейской геологической предыстории саяно-байкальских палеозоид в принципе сходна с реконструкциями геологического развития юго-западного ограничения Сибирской платформы в пределах Енисейского кряжа, разрабатываемыми Е.С.Постельниковым (1990). По представлениям последнего (с. 27), рифтовые структуры начала рифея постепенно были преобразованы в напоминающие "океанические", но без новообразования океанической коры (т.е., в сущности, в миогеосинклинальные прогибы). Активное развитие тектонических структур происходило в течение всего позднего протерозоя. Среди стратифицированных формаций широко распространены флишоидные (вплоть до флишевой - Советов, Бутаков, 1990) и аспидная. Однако в отличие от СБГО стабилизация земной коры Енисейского кряжа произошла значительно раньше (в позднем рифее), что может быть объяснено, например, иными пространственными соотношениями с рифейским палеоокеаном (рис. 31), предопределившими существенные различия во влиянии последнего на преобразования земной коры.

Вышеизложенное в сущности детализирует представления В.В.Хоментовского (1990) об основных особенностях геологического развития Сибири в рифее - начале палеозоя: теснейших взаимопереходах между рифейскими, вендскими и кембрийскими отложениями при прекращении существования к началу вендского времени резких рифейских прогибов (в вендское время осадконакопление повсеместно вышло за их пределы).

Следующий этап геологической истории СБГО, охватывающий интервал времени от конца венда до середины кембрия, отвечает возрастному диапазону накопления мощных карбонатных толщ боксонской серии и ее аналогов (рис. 33).

Этот этап хорошо выражен в региональном плане и отражает устойчивое погружение всей Северо-Азиатской литосферной плиты, которому соответствовала океаническая стадия развития каледонид Центральной Азии (Дергунов, 1989). Последнее представляется принципиально важным как один из показателей очень высокой активности тектонических процессов в рассматриваемом сегменте планеты. Грандиозные масштабы карбонатонакопления на Сибирской платформе и некоторых обрамляющих ее территориях обусловлены не стабилизацией земной коры, а, прежде всего, трансгрессией моря, что привело к резкому сокращению областей денудации и, как следствие, объема терригенной седиментации. Другой причиной были исключительно благоприятные климато-палеогеографические факторы. По глобальным палеогеографическим реконструкциям Л.П.Зоненшайна и А.М.Городницкого (1977), в кембрийский период Северо-Азиатский континент располагался в экваториальной части западного полушария, при этом климат Земли в целом был более теплым, чем в современную эпоху. Единичные определения палеотемператур магнезиальным методом по остаткам строматолитов Восточного Саяна - 35-45°С (Ясаманов, 1985, с.46). В пределах мелководья с прозрачными и теплыми водами биологическая продуктивность карбонатовыделяющих организмов была крайне высокой. Накапливавшиеся большие массы органогенных карбонатов в состоянии были компенсировать почти любые тектонические погружения. Это подтверждается сравнительно устойчивым фациальным обликом венд-среднекембрийских карбонатных образований при значительных мощностях, достигающих в СБГО 5 км. Кстати, даже в Иркутском амфитеатре Сибирской платформы мощность венд-среднекембрийских карбонатных отложений превышает 1,5 км, т.е. является аномально большой для платформ. Другими словами, и по мощностям карбонатных формаций венд-

среднекембрийский этап развития Северо-Азиатской литосферной плиты нельзя рассматривать как этап тектонического покоя.

Площадные размеры карбонатных построек определялись в основном конфигурацией мелководных участков морского бассейна. Как уже отмечалось, в конце позднего рифея произошла деструкция межрифтовых поднятий с образованием чередующихся горстов и грабенов с клавишеступенчатым переходом между ними. В аналогичных ситуациях (Уилсон, 1980, с.267) локализация карбонатных банок происходит "в период экстремальных погружений, которые следовали сразу после тектонической фрагментации". Карбонатные банки формировались на узких полосообразных отмелях вершин подводных поднятий или окаймляли цепочки островов на соседних более приподнятых "клавишевидных" тектонических блоках кристаллического фундамента. Полосовидные очертания сохранившихся выходов карбонатной надформации и намечаемых в ее составе фациальных поясов, неоднократно подчеркивавшиеся при их описании, можно интерпретировать как один из косвенных показателей близкого к геосинклинальному режима развития региона (на платформах соответствующие контуры являются обычно гораздо более изометричными).

Принципиальное значение имеет установление в составе венд-кембрийской карбонатной надформации флишоидных поясов. Последние являются надежными показателями активного тектонического режима, расчлененного рельефа, наличия участков с большими глубинами, присклонового положения и обильного питания бассейна рыхлым терригенным материалом карбонатного состава (в результате разрушения органогенных построек), так как отсутствие одного из этих условий исключает флишеообразование (Фролов, 1988, с. 26). Кстати, на море с обширными глубоководными участками указывает также выявление крупных месторождений пластовых фосфоритов, которые формируются только при существовании глубоководной циркуляции водных масс (Ильин, 1988). Катастрофические явления, играющие ведущую роль в формировании флишоидного фациального пояса, естественно, должны иметь отражение и в других фациальных поясах карбонатной седиментации. В частности, в следующей главе с таких позиций сделана попытка анализа условий образования аллофильных фрагментов стратиграфического разреза барьерно-отмельной зоны, являющихся рудоносными (бокситы, фосфориты, железные руды).

Основные затруднения, возникающие при палеогеографических построениях для венд-среднекембрийского времени, связаны с сильной денудацией отложений этого возраста. Даже в Боксон-Орликском эталоне морской палеобанки сохранилось не более 15% ее первоначальной площади (см. раздел 4.2.1.). Сохранность остальных морских палеобанок еще хуже и в среднем, видимо, находится на уровне 5%. В такой ситуации очертания большинства морских палеобанок, существовавших в венде - среднем кембрии на территории СБГО, реконструировать в сущности невозможно. Однако по сохранившимся фрагментам палеобанок с учетом общего структурного плана СБГО можно ориентировочно оконтурить районы карбонатонакопления, а в их пределах наметить расположение некоторых из стандартных фациальных поясов (рис. 21, 33). При этом учитывается, что строение, повидимому, всех морских палеобанок было ассимметричным ввиду неравномерного опускания блоков земной коры, на которых они формировались. Например, в Бурятском Восточном Саяне у всех граничных разломов (Жомболокском, Китойском и Тункинском), расчленявших земную кору на три погружавшихся блока, северное крыло взброшено, а южное - опущено. К северным крыльям глубинных разломов приурочены поднятия (Хонголдойское, Гарганское, Шумакское) и краевой выступ Сибирской платформы (северо-восточное крыло Саяно-Байкальского краевого шва), которые разделяли области прогибания: Утхумский, Окинский и Ильчирский прогибы. На упомянутых поднятиях в венде-раннем кембрии находились барьерно-отмельные зоны морских палеобанок. На северных склонах последних, сравнительно широких и пологих, накапливался хорошо выраженный комплекс склоновых отложений, у подошвы склона сменяемый известковым флишоидом. Южный склон морских палеобанок, скорее всего, был обрывистым с обвальными, осыпными и оползневыми (олистостромовыми) накоплениями. Крупные тела несортированных валунных карбонатных конглобрекчий сохранились, в частности, в бассейне р.Гарлык-Гол (левый приток р.Китой), непосредственно южнее Гарганского поднятия. Особенности фациальных обстановок накопления пород различных литологических комплексов карбонатной надформации охарактеризованы при ее описании (раздел 4.2.).

В Западном Забайкалье основная ассимметрия морских палеобанок похоже имела сходную направленность: сравнительно пологие склоны, обращенные к Сибирской платформе, и обрывистые ограничения с противоположной стороны. Такой модели соответствуют, в частности, выходы карбонатной надформации в Бирамьино-Намаминском районе (верхняя часть склона карбонатной постройки и предположительно денудированная барьерно-отмельная зона) и Верхне-Ангарском хребте (нижняя половина склона карбонатной постройки).

Северо-западнее, примерно на территории Олокитского синклинория, должна была бы находиться зона флишоидной седиментации. Аналогичная зона (флишоидная карбонатная и аспидная формации баргузинской и няндонинской свит) существовала непосредственно юго-восточнее Бирамьино-Намаминской морской палеобанки.

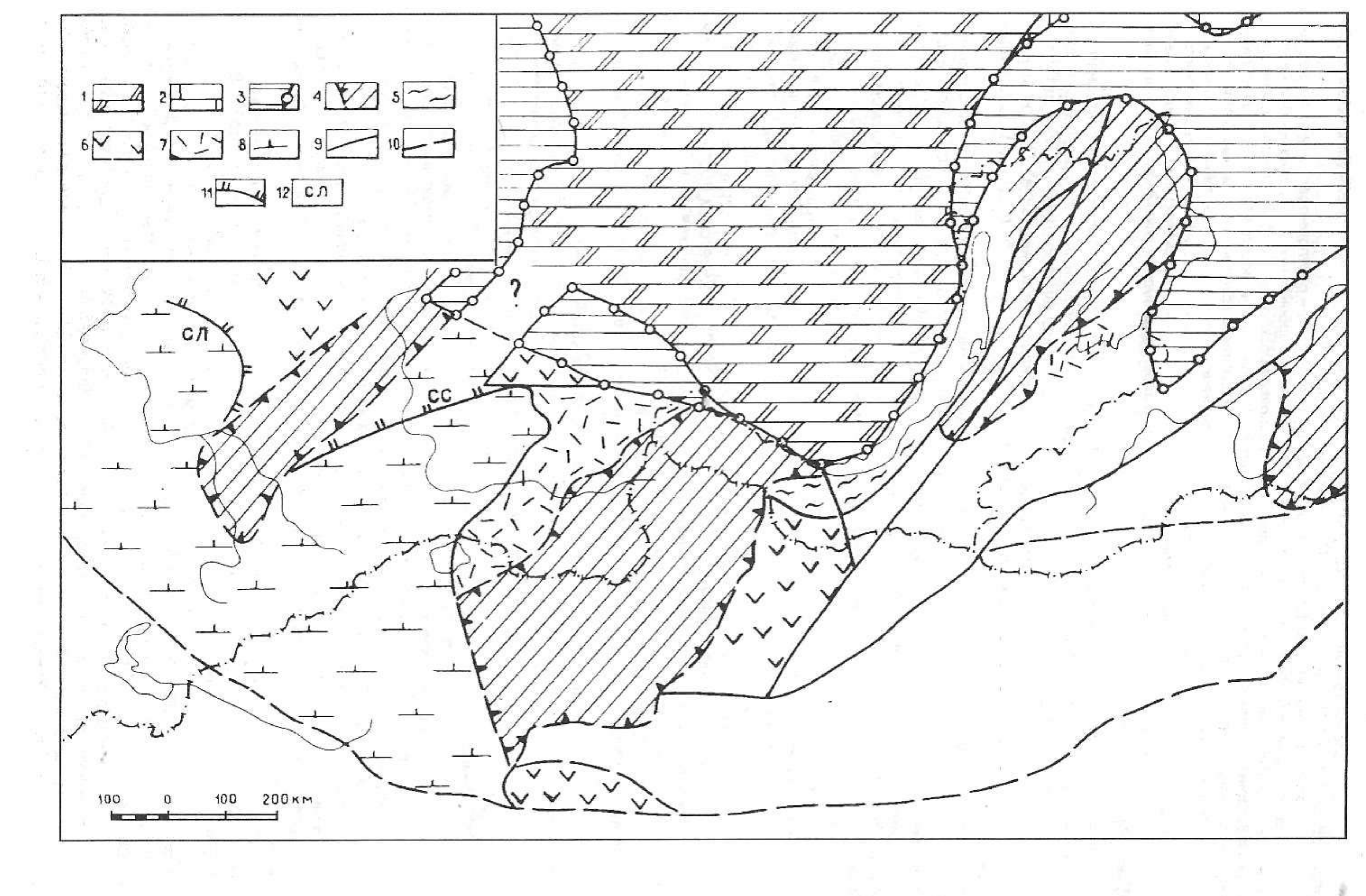


Рис. 33

Рис. 33. Палеотектоническая схема Центральной Азии для венда-раннего кембрия (использованы: Дергунов, 1989, рис. 46, 47; Ильин, 1973, рис. 2; Милановский, 1983, рис. 14).

1-3 - зоны накопления платформенных формаций (морской бассейн с малоконтрастным рельефом дна): 1-2 - в областях устойчивого значительного прогибания (1 - галогенно-карбонатных, 2 - карбонатных), 3 - в пределах выступов континентальной коры (мелководное море с цепочками островов) - карбонатных сокращенной мощности; 4-8 - зоны накопления формаций подвижной области (глубоководный морской бассейн с сильно расчлененным рельефом дна): 4 - области, в пределах которых формировались крупные карбонатные банки; 5 - флишоидных терригенных (в шовных прогибах); 6-7 - вулканогенных островодужного типа: 6 - базальтово-андезитовой серии, 7 - андезит-дацитовой серии; 8 - спилито-кератофировых и диабазо-спилитовых палеоокеанического типа; 9-10 - важнейшие тектонические швы различной степени достоверности; 11 - предполагаемое положение ранне-среднекембрийской зоны субдукции; 12 - некоторые структурные зоны Алтае-Саянской области (см. рис. 31): Сл - Салаирская, СС - Северо-Саянская

Заметную роль в распределении фаций в Западном Забайкалье сыграла биссекторная зона (Арсентьев, 1966), геоморфологически выражавшаяся прогибом с максимальными морскими глубинами. Почти повсеместно в этом прогибе накапливались флишоидная известняковая или латерально сменяющая ее аспидная, в том числе марганценосная формации (икатская свита). По отношению ко многим остальным структурным элементам СБГО биссекторный прогиб был секущим. Его природа остается пока неясной.

По ориентировочным прикидкам, в венде - среднем кембрии участки карбонатной седиментации составляли от 20% до 40% территории СБГО. Характер осадконакопления на остальной территории во многом гипотетичен. При наличии крупных островов - устойчиво воздымавшихся горстообразных поднятий могли накапливаться мощные флишоидные терригенные толщи (наиболее вероятный вариант для шовных прогибов вдоль границы с Сибирской платформой, которые, по-видимому, выполняли функции впадин-барьеров, препятствовавших поступлению терригенного материала на платформу). Это могли быть также в одних случаях зоны некомпенсированного осадконакопления, в других - формирования вулканогенных и вулканогенно-терригенных комплексов. В Джидинском и Еравнинском рудном районах давно известны довольно крупные выходы пород базальт-андезит-дацитовой и андезит-дацитовой серий островодужного типа, вмещающие мелкие рифогенные археоциато-водорослевые постройки. По радиологическим датировкам, полученным в последние годы, кембрийскими являются сильно метаморфизованные образования островодужной серии Приольхонья, до этого относившиеся к раннему докембрию (Бибикова и др., 1990). В Бурятском Восточном Саяне выделена палеонтологически немая дацит-андезитовая формация (хамсаринская свита и отдельные вулкано-тектонические структуры, рассматривавшиеся в составе сархойской серии - например, по р.Саган-Гол). Их краткое описание приведено в работе И.В.Гордиенко (1987, с.41-46). Петрохимически близкие вулканиты дискуссионного возраста известны также на территории северной половины Бурятии.

При региональных палеодинамических реконструкциях установление вулканогенных серий островодужного типа обычно интерпретируется как однозначное доказательство былого существования крупных линейных тектонических структур, геоморфологически выражавшихся протяженными островными дугами (а также сопряженного с их образованием достаточно масштабного спрединга и последующего тектонического скучивания). В построениях И.В.Гордиенко (1987, с. 202-207) для венда - раннего кембрия рассматриваемой территории островная дуга непрерывно протягивается через Еравнинский и Джидинский рудные районы на расстоянии около 500 км. Однако такая рисовка островной дуги является совершенно умозрительной, более того, она противоречит имеющимся фактическим материалам. Уже в 15-20 км к западу и юго-западу от Еравнинского рудного района в разрезе венда-раннего кембрия начинают преобладать терригенные отложения, охарактеризованные редкими археоциатами (Кременецкий, Далматов, 1988). Далее в этом же направлении разрез вскоре становится чисто карбонатным (бассейн р.Курбы). Необходимо подчеркнуть исключительную редкость прослоев с вулканогенным материалом в составе карбонатных морских палеобанок, в том числе находившихся непосредственно рядом (рр. Курба, Турка и др.) с предполагаемой (по И.В.Гордиенко) грандиозной вулканической дугой.

В поисках решения проблемы природы венд-кембрийского вулканизма в Еравнинском рудном районе Б.А.Литвиновский с соавторами (1986, 1989) проанализировал еще две гипотезы. В первой статье высказано предположение (с.66), "что в течение достаточно длительного времени - от начала кембрия почти до конца девона - в мантии под обсуждаемой вулканотектонической структурой функционировала "горячая точка" (точнее, "горячая область"), контуры которой примерно определяются контурами районов ранне- и среднепалеозойского вулканизма" (на рис. 3 к статье совпадают с очертаниями Еравнинского рудного района). Существовало, по-видимому, несколько локальных (Озернинский, Алянгинский, Олдындинский, Харагуйкинский) и весьма долго живших магмоводов, пересекавших всю толщу коры и достигавших мантии. Подчеркивается "...стабильное положение проекции "горячей точки" на поверхности Земли в течение около 400 млн.лет (весь палеозой и первая половина мезозоя), "что свидетельствует об отсутствии заметных перемещений литосферной плиты относительно глубинного

магматического источника". Последнее противоречит широко распространенным представлениям о значительных перемещениях Северо-Азиатской литосферной плиты в палеозое и первой половине мезозоя, измеряемых многими тысячами километров (Зоненшайн, Городницкий, 1977; Зоненшайн и др., 1990). В дальнейшем при интерпретации материалов по фанерозойскому магматизму Монголо-Забайкальского пояса был сделан вывод, что более предпочтительной является концепция ловушек на подошвах дрейфующих литосферных плит, хотя и она не объясняет всех существенных особенностей в развитии магматизма региона. Состояние разработки проблемы оценено как еще далекое от окончательного решения (Литвиновский и др., 1989), с чем можно только согласиться. Не углубляясь в обсуждение различных гипотез, отметим, что четко выраженная локальность венд-раннекембрийского вулканизма Еравнинского рудного района свидетельствует, что так называемый островодужный вулканизм на этой территории не был связан с геоморфологически выраженной протяженной островной вулканической дугой. Другими словами, наличие вулканитов островодужного типа само по себе не доказывает былого существования островных дуг. В каждом конкретном случае необходимы дополнительные аргументы, прежде всего площадные палеогеографические реконструкции.

Очаговый характер вулканитов островодужного типа намечается и в других районах СБГО, например, по р.Саган-Гол (Восточный Саян), на Талой-Усойском водоразделе (Витимское плоскогорье). Существование островной палеодуги нельзя полностью исключить, пожалуй, только в Джидинском рудном районе, где с вулканитами, вмещающими мелкие археоциато-водорослевые постройки, тектонически совмещены офиолиты дискуссионного возраста.

Вполне определенно намечается, что в венде - первой половине кембрия территория СБГО была занята морским бассейном с резко расчлененном дном: глубокими прогибами, вытянутыми подводными плато и отдельными островами, иногда вулканического происхождения. И хотя многие детали этого этапа геологического развития до сих пор нерасшифрованы, принципиальная его характеристика, на наш взгляд, однозначна - это была эпоха очень высокой тектонической активности (в отличие от традиционных взглядов на венд - первую половину кембрия как стадию относительного тектонического покоя). Однако палеотектоническое районирование и интерпретация геодинамических обстановок развития основных структурных элементов остаются в числе наиболее дискуссионных проблем.

По представлениям Н.Л.Добрецова (1985, Геология и рудоносность..., 1989), К.Б.Кепежинскас и др. (1984а, б), И.В.Гордиенко (1987), в Бурятском Восточном Саяне, Джидинской горной стране и Удино-Витимской структурно-формационной зоне развиты комплексы окраинных морей, примитивных и зрелых островных дуг. Например, Н.Л.Добрецов с соавторами (Геология и рудоносность..., 1989, с. 18-22) рассматривают геологию Бурятского Восточного Саяна как тектоническое сочетание "...отложений, накапливающихся в существенно различных палеогеодинамических условиях и оказавшихся в соседстве в результате значительных тектонических перемещений в пределах единых каледонских структур аккреционной природы" (с.18). По неоднократным устным заявлениям Н.Л.Добрецова, горизонтальные перемещения тектонических покровов могли достигать нескольких тысяч км, так как восточносаянские офиолиты, палеозойский возраст которых тогда не вызывал сомнений, связывались с крупным океаническим бассейном. Была сделана попытка аргументировать масштабы горизонтальных перемещений с помощью палеомагнитных определений (Геология и рудоносность..., 1989, с. 19-21). Достоверность полученных данных, впрочем, оценивалась осторожно из-за малого количества обследованных обнажений и образцов в них, а также почти полной условности возрастных привязок последних. В настоящее время, после появления материалов по рифейским датировкам восточносаянских офиолитов, обоснование океанической природы раннепалеозойских палеоструктур в Восточном Саяне лишилось наиболее весомого аргумента. Нет офиолитов достоверно палеозойского возраста и на других участках СБГО.

Важную роль в мобилистских реконструкциях играют Баргузинский и Тувино-Монгольский микроконтиненты (Зоненшайн и др., 1990; Добрецов, Булгатов, 1991). Однако их реальность вызывает сомнения. В качестве самостоятельной структуры Тувино-Монгольский микроконтинент (ранее - массив) выделяется уже несколько десятилетий, но из всех его ограничений четко описано только южное, совпадающее с границей Северо-Азиатской литосферной плиты (Ильин, 1982, с. 6-10). Северная граница микроконтинента проводится условно то примерно по государственной границе с Монголией (Н.Л.Добрецов), то по Саяно-Байкальскому краевому шву (Ильин, 1973), то по Ильчирской структурно-формационной зоне (Беличенко, Боос, 1986а, 1988а). В новейших публикациях, вскрывающих однотипность развития и высокую подвижность земной коры в позднем докембрии - палеозое всего Окино-Хубсугульского района, очертания микроконтинента вообще теряют конкретность. Хубсугульский микроконтинент используется в сущности как умозрительное понятие для объяснения причин среднепалеозойского скучивания в южном обрамлении Сибирской платформы (Постников и др., 1991). Конкретная характеристика Баргузинского микроконтинента, его границ, особенностей геологического строения нам не известна. Исследователи, использующие этот термин (Зоненшайн и др., 1990; Добрецов, Булгатов, 1991), ее не приводят и нет ссылок на другие работы. Нет также единства взглядов на время причленения Баргузинского микроконтинента к кратону. Одни исследователи считают, что это

событие произошло в довендское время (Добрецов, Булгатов, 1991, с. 28), другие относят его к палеозою (Зоненшайн и др., 1990; Скляров, 1994). Материалы биогеографического районирования для ленского и амгинского веков кембрия свидетельствуют (рис. 34 и 35), что граница между Сибирской и Саяно-Алтайской биогеографическими провинциями в этот интервал была устойчивой и пересекала примерно посредине гипотетический контур Баргузинского микроконтинента. Другими словами, в первую половину кембрия северная часть последнего с биогеографической точки зрения бесспорно примыкала к Сибирской платформе. Органические сообщества упомянутых биогеографических провинций не были разобщенными: для амгинского века с большой степенью вероятности прослеживается миграция трилобитов с Сибирской платформы на территорию Бурятского Восточного Саяна и далее в западном направлении (рис. 35).

Отсутствие достоверных офиолитов венд-кембрийского возраста; неоднозначность индикаторной роли древних вулканогенных серий, петрохимически близких к островодужным; сомнительность существования Баргузинского и Тувино-Монгольского микроконтинентов существенно ослабляют позиции усиленно пропагандируемой (Зоненшайн и др., 1990; Добрецов, Булгатов, 1991; Скляров, 1994) модели геологического развития СБГО как краевой части раннепалеозойского океанического бассейна, где происходили крупные горизонтальные перемещения. Иной путь палеодинамических реконструкций, на наш взгляд, гораздо лучше согласующийся с обобщениями по сопредельным регионам, намечается при увязке с построениями А.Б.Дергунова (1989) для находящейся непосредственно западнее территории Центрально-Азиатских каледонид. Здесь выходы формаций океанической стадии развития уникальны (с. 84) по размерам (почти 2000 км по широте и долготе), т.е. их принадлежность к крупному палеоокеану бесспорна. Не вызывает сомнений также "... широкое развитие горизонтальных движений" (с. 146). Тем не менее, А.Б.Дергунов, разделяющий взгляды (с. 145) "... о начале проявления тектоники плит" только с фанерозоя, пришел к выводу (с. 146), что "... относительные перемещения частей каледонского палеоокеанического бассейна и его древнего обрамления были небольшими". Еще более скромными горизонтальные перемещения должны были быть на территории СБГО, характеризовавшейся корой континентального типа, где твердо доказанные реликты океанической коры венд-кембрийского возраста, во-первых, пока не известны, во-вторых, - в любом случае не могут иметь значительных масштабов. О последнем, в частности, косвенно свидетельствует аркозовый состав палеозойских терригенных формаций на всей территории СБГО. Локально состав терригенного флишоида приближается к олигомиктовому кварцевому - например, песчаниковая подсвита химгильдинской свиты Еравнинского рудного района (Бутов и др., 1969а). К сожалению, имеющиеся биостратиграфические материалы характеризуют в основном мелководные фации, не позволяя реконструировать конкретные латеральные профили, особенно их глубоководные части. Последнее вынуждает оценивать наши ранние палеотектонические и палеогеографические реконструкции (Бутов и др., 1966) как излишне упрощенные. На нынешней стадии исследований целесообразно ограничиться прилагаемыми обзорными схемами (рис. 32, 33).

Следующий этап геологического развития СБГО охватывает время от середины среднего кембрия и , по крайней мере, до второй половины силура (рис. 36). К этому возрастному интервалу относится формирование преимущественно терригенных, в основном флишоидных формаций. Выделение карбонатных и вулканогенных формаций, а также реконструкция вертикальных и латеральных рядов формаций в большинстве случаев вызывает острые дискуссии, прежде всего , из-за скудости материалов по их возрастной датировке. В дальнейшем при появлении более представительных материалов по стратиграфии палеозоя СБГО может быть предложена более дробная этапность постсреднекембрийской геологической истории региона. Ориентирами в этом направлении могут быть этапы, установленные А.Б.Дергуновым (1989) для центральноазиатских каледонид: средне-позднекембрийский и ордовикско-силурийский. Поэтому есть смысл привести их принципиальную характеристику.

Центральноазиатский палеоокеанический бассейн, развивавшийся в венде-раннем кембрии как целостная структура, в начале среднего кембрия испытал дифференциацию (рис. 36). Его восточная и северная окраины превратились в мелководные прогибы, быстро заполнившиеся карбонатно-терригенными отложениями. Здесь уже в среднем кембрии завершилось формирование раннекаледонской складчатой зоны (салаириды). Остальная территория венд-раннекембрийского океана продолжала развиваться в виде глубокого реликтового моря (с. 149). На его огромной площади (более 0,5 млн. кв.км) в течение среднего-позднего кембрия накопился очень большой объем (мощность 5-6 км) "однообразных осадочных пород, которые в целом сравнимы с терригенными осадками зон лавинной седиментации современных океанов" (с. 152). Подчеркивается (с. 154), что "...преобразование океанической коры в переходную с достаточно развитым гранито-метаморфическим слоем на всей территории реликтового бассейна происходило без признаков субдукции и острово-

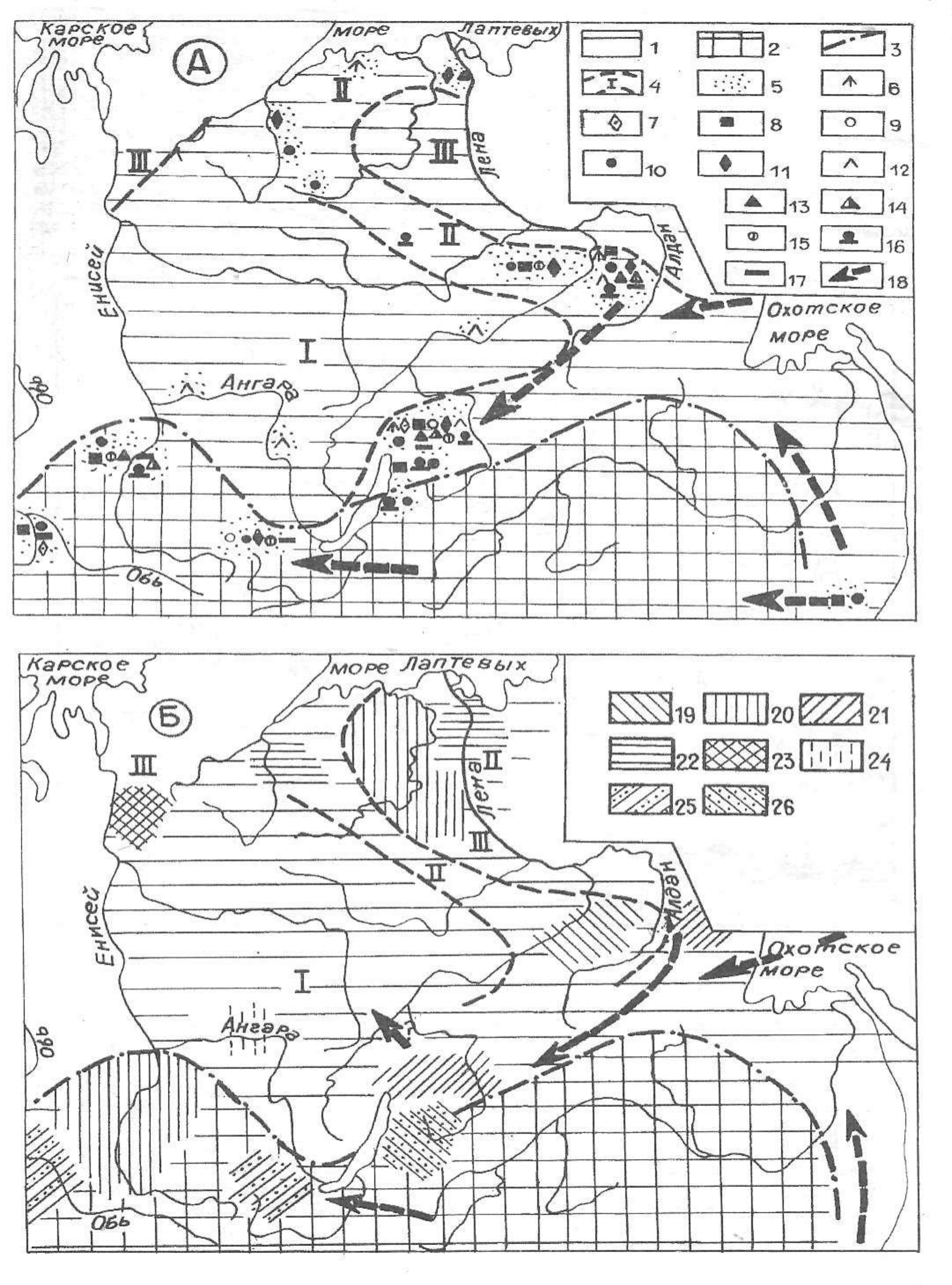

Карское море
море Лаптевых
А
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
Лена
Алдан
Енисей
Ангара
Обь
Охотское море
Карское море
море Лаптевых
Б
19
20
21
22
23
24
25
26
Лена
Алдан
Енисей
Ангара
Обь
Охотское море

Рис. 34

Рис. 34. Схема биогеографического районирования по трилобитам территории Бурятии и сопредельных регионов: А - в конце ленского времени, Б - в середине амгинского века. Составил Б.А. Далматов, 1992 г., с использованием материалов Репиной (1969, 1983), Окуневой, Репиной (1973), Журавлевой и др. (1989), Суворова (1956), Шабанова (1983). Схема Б упрощена. С разрешения Б.А.Далматова.

1-2 - провинции: 1 - Сибирская, 2 - Саяно-Алтайская; 3 - предполагаемая граница между провинциями, 4 - граница между фациальными регионами Сибирской платформы: Турухано-Иркутско-Олекминским (I), Анабаро-Синским (II), Юдомо-Оленекским (III); 5 - площади распространения трилобитов семейств: 6 - Pagetiidae, 7 - Doliohometopidae, 8 - Edelsteinaspidae, 9 - Amgaspidae, 10 - Dorypygidae, 11 - Uttiidae, 12 - Namanaidae, 13 - Granulariidae, 14 - Ptyohopariidae, 15 - Antagmiidae, 16 - Solenopleuridae, 17 - Dinesidae; 18 - вероятное направление миграции трилобитов; 19-26 - биофации с: 19 - Schistosephalus; 20 - Paradoxites-Oryctocephalidae-Kounamkites; 21 - Oryctocara -Oryctocephalus-Tonkinella; 22 - Kounamkites-Kootenia-Corynexoohus; 23 - Olenoides-Kounamloites; 24 - Proasaphisous; 25 - Olenoides-Oryctocephalidae (смешанная биофация); 26 - Kounamkites-Alokistocare

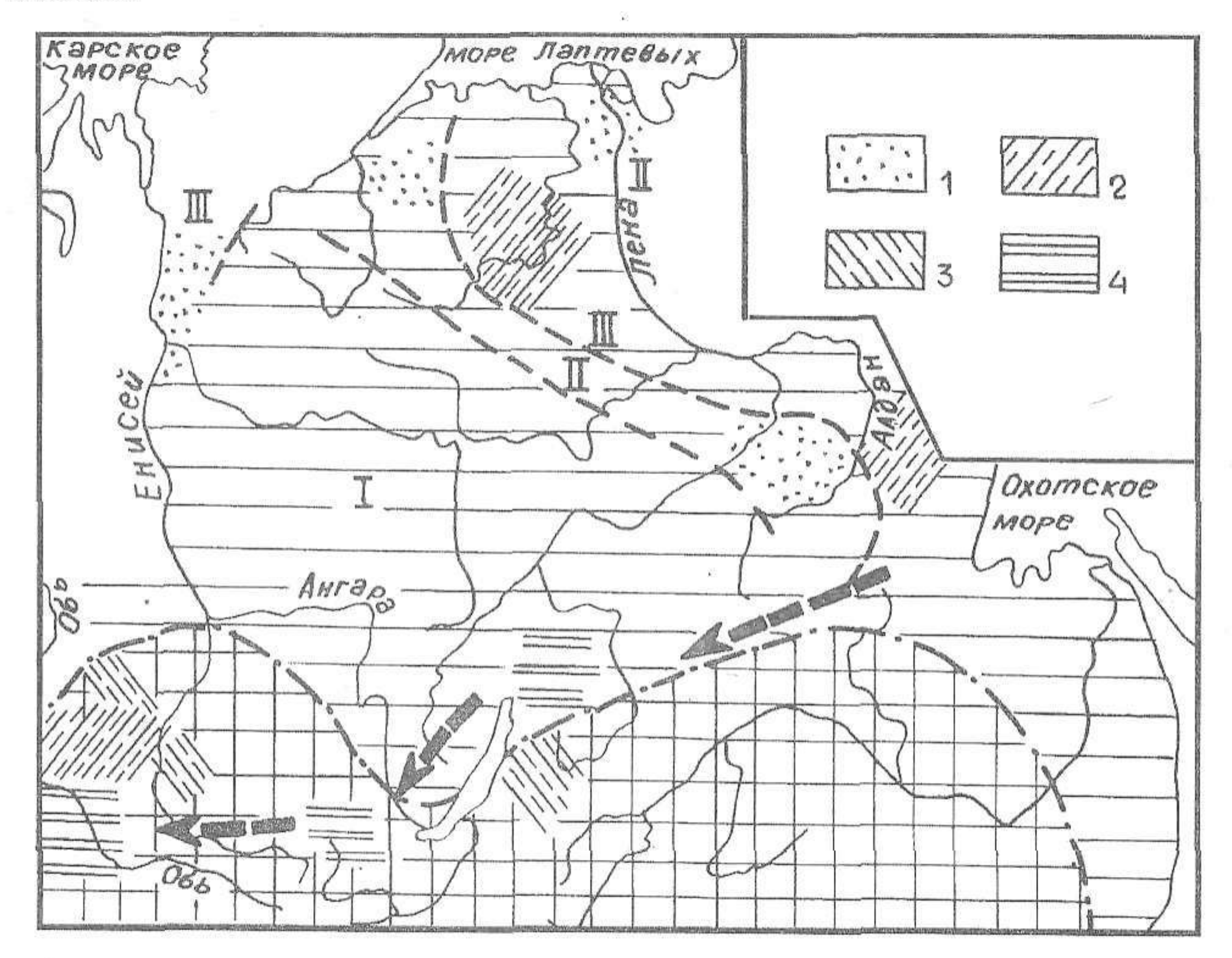


Рис. 35. Схема биогеографического районирования по трилобитам территории Бурятии и сопредельных регионов в конце амгинского века (время формирования зоны Pseudanomocarine). Составил Б.А.Далматов, 1992 г., с использованием материалов (см. рис. 34). Упрощено. С разрешения Б.А.Далматова

1-4 - биофации с: 1 - Pseudanomocarine-Olenoides-Kootenia; 2 - Pseudanomocarine-Olenoides-Proasaphiscus; 4 - Pseudanomocarine-Oryctocephalidae-Olenoides. Остальные условные обозначения см. рис. 34

дужного вулканизма. Более того, в это время здесь вообще не было вулканической деятельности. Основной причиной преобразования и гранитизации пород, по-видимому, было тектоническое, в том числе глубинное, скучивание и погружение пород нижнего яруса..."

В ордовикско-силурский этап на территории центральноазиатских каледонид "...тектоническая активность проявлялась локально и в ограниченные интервалы времени" (с. 155). Основными структурами этого этапа были два крупных остаточных прогиба (остатки средне-позднекембрийского реликтового палеоокеанического бассейна) - Ануйско-Чуйский и Западно-Саянский и два связанных с ними крупных наложенных прогиба - Уйменско-Лебедской и Хемчинско-Систигхемский (рис. 36). Во всех этих прогибах шло накопление карбонатно-терригенных отложений.

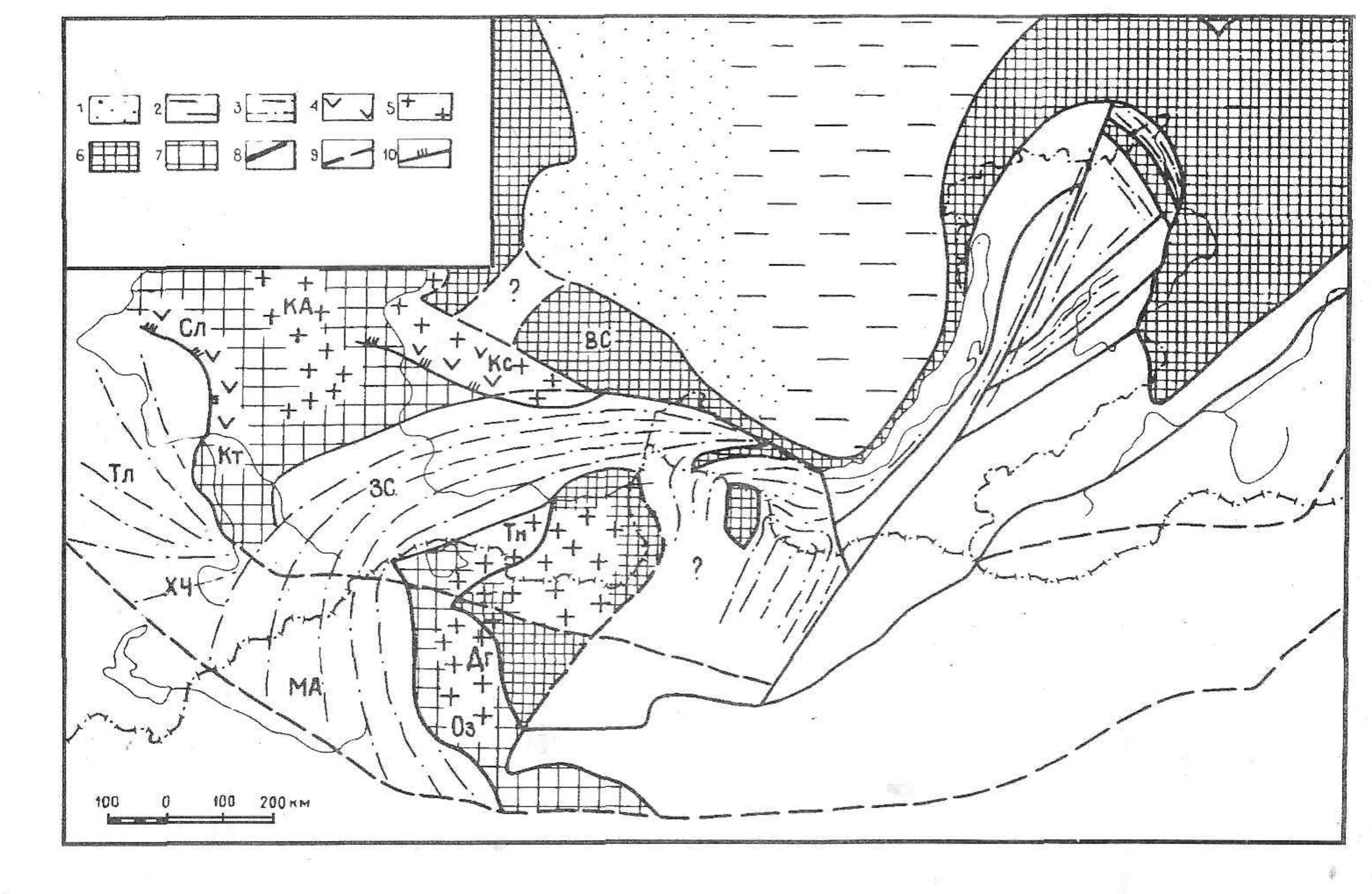


Рис. 36

Рис. 36. Палеотектоническая схема Центральной Азии для конца среднего-позднего кембрия (использованы: Дергунов, 1989, рис. 48, 49).

1-2 - зоны накопления платформенных формаций: 1 - песчаниковых, 2 - алевролитовых; 3 - терригенная турбидитно-флишоидная формация; 4 - андезито-базальтовая формация (островодужный вулканизм); 5 - зоны гранитообразования; 6-7 - области преимущественного размыва с континентальной корой: 6 - образованной в докембрии, 7 - сформировавшейся в кембрии (в основном к позднему кембрию); 8-9 - важнейшие тектонические швы различной степени достоверности; 10 - предполагаемое положение зоны средне-позднекембрийской субдукции.

Буквенные обозначения см. на рис. 31

Постраннекембрийская геологическая история центральноазиатских каледонид явно отразилась, хотя и в ослабленной форме (из-за различий в характере земной коры), в синхронных событиях на смежной территории СБГО. В пределах последнего региона в среднем кембрии также произошла существенная перестройка тектонического режима. Прекратилась (или радикально сократилась) вулканическая деятельность. Резко увеличились размеры областей денудации и к концу амгинского века терригенные осадки почти полностью вытеснили карбонатную седиментацию. Контрастность и интенсивность вертикальных тектонических движений, вероятно, изменились мало - продолжали существовать глубоководные впадины, где накапливались флишоидные формации. По крайней мере, часть флишоидных прогибов, по-видимому, существовала в течение почти всего времени развития саяно-байкальских палеозоид от позднего рифея до замыкания подвижной области. Однако это отличие от центральноазиатских каледонид (Дергунов, 1989, с. 159) является во многом формальным, если рассматривать историю структур обоих регионов с точки зрения **унаследованности и времени их полного замыкания**, не придавая решающего значения вещественному составу формаций. Другая закономерность, сформулированная А.Б.Дергуновым - постепенное сокращение площадей унаследованных структур - в пределах территории СБГО пока не поддается апробации из-за отсутствия соответствующих материалов. Вовлечение в прогибание зон венд-среднекембрийских поднятий с крупными карбонатными палеобанками не имеет однозначной интерпретации. Скорее всего, этот процесс связан с образованием наложенных структур (прогибов или их фрагментов). Представляется, что в среднем кембрии фундамент карбонатных палеобанок (подводных отмелей), вероятно, испытал деструкцию с формированием мелкоступенчатого рельефа, отдельные элементы которого были представлены сравнительно небольшими островами. Денудация последних поставляла ограниченное количество терригенного материала, что, с одной стороны, способствовало периодическому проявлению карбонатной седиментации (харанурская, ухагольская толщи и их аналоги), с другой, - заметной роли в осадках углеродистого вещества (мангатгольская, якшинская свиты, харанурская толща и их аналоги). Имелись разнообразные переходы от мелководных фаций к сравнительно глубоководным, характерным для аспидной формации.

Крайне слабая изученность стратиграфии позволяет дать только самую общую палеогеографическую характеристику среднекембрийского-силурийского этапа развития территории СБГО. В течение всего этапа здесь находился сравнительно глубоководный морской бассейн с цепочками островов. Расположение конкретных областей суши, морских впадин, рельеф морского дна и другие палеогеографические характеристики пока реконструировать невозможно. Так как все перемещения Северо-Азиатской литосферной плиты происходили в пределах приэкваториального пояса, то климат был теплым, в силуре - с постепенным увеличением аридизации (Ясаманов, 1985, с. 233-236).

Полезно попытаться осмыслить связи между этапностью геологической истории СБГО и имеющимися реконструкциями дрейфа континентов (Зоненшайн, Городницкий, 1977; Зоненшайн и др., 1990). Согласно последним, в кембрии, ордовике и силуре Северо-Азиатская литосферная плита была отделена от остальных материков океаническими бассейнами. В девоне Северо-Азиатский континент начал сближаться с Еврамерийским, причленившись к нему в карбоне. Следующее событие такого же масштаба произошло в триасе, когда закрывается Палеотетис и Китайский континент примыкает к Евразии (Ясаманов, 1985, с. 233-240). Представляется, что слияние Северо-Азиатской литосферной плиты с другими континентами - Еврамерийским (карбон) и Китайским (триас) сопровождалось формированием наиболее значительных (после раннего протерозоя) объемов зрелой континентальной коры и эти события практически повсеместно должны иметь отражение в виде специфических вещественных реперов - маркеров. Очевидно, не случайно датируется серединой карбона нижняя граница комплекса континентальных осадочно-вулканогенных образований, широко распространенных в южной части СБГО (см. раздел 2.2.3.).

Остальные рубежи в развитии саяно-байкальских палеозоид не имеют связи со столкновениями континентов. Л.П.Зоненшайн с соавторами (1990, кн. 1, с. 96) умозрительно предполагает, что они отражают столкновение микроконтинентов с южной окраиной Сибирской платформы, которые происходили с конца кембрия до начала девона. Однако при нашей трактовке южной границы Северо-Азиатской литосферной плиты Баргузинский и Тувино-Монгольский микроконтиненты как мифические структуры необходимо исключить из анализа. Другие микроконтиненты в этом сегменте планеты в

рассматриваемый интервал времени никем не указываются. По-видимому более логичны объяснения через общепланетарные (глобальные) тектонические события (ввиду совпадения с общепринятыми фазами тектогенеза), отражающие мегацикличность эндогенного развития Земли (Пушкарев, 1990).

Среди нерешенных вопросов геологической истории СБГО наиболее принципиальное значение имеет время завершения геосинклинальной стадии развития (фаза тектогенеза). Изложенные выше материалы свидетельствуют, что в конце силура (начале девона?) рассматриваемая территория продолжала входить в состав подвижной области, а во вторую половину карбона тектонический режим был уже континентальный. Интервал девон - первая половина карбона является, в сущности, белым пятном (рис. 37). Достоверные верхнедевонские отложения установлены только на одном небольшом участке хребта Малый Хамар-Дабан (см. раздел 2.2.3.), причем интерпретация их формационной сущности пока не однозначна. Анализ геологических и изотопно-радиологических данных привел М.М.Мануйлову (1991, с.66) к выводу, что на севере Байкальской горной области верхняя возрастная граница байкальского эндогенного цикла, начавшегося 1700-1800±50 млн.лет (низы рифея), с некоторой долей условности может быть датирована 300±30 млн.лет (верхи девона - карбон). В этом случае регион, по ее мнению, может рассматриваться как близкий герцинидам. На наш взгляд, наиболее вероятно, что замыкание Саяно-Байкальской подвижной области или, по крайней мере, ее южной части произошло в бретонскую (на границе девона - карбона) или судетскую (на границе нижнего и среднего карбона) фазу герцинского цикла тектогенеза. Однако на настоящей стадии исследований нельзя категорически исключать возможность этого события в конце каледонской орогенической эры, особенно учитывая вывод Е.В.Артюшкова и М.А.Беэра (1990) о типичности значительного временного интервала между складчатостью и горообразованием. В частности, верхний девон хр. Малый Хамар-Дабан может оказаться отложениями крупного внутриконтинентального грабена байкальского типа, имевшего связь с морским бассейном. До получения дополнительных данных для СБГО предлагается использовать нейтральный термин - палеозоиды.

Специфической особенностью саянобайкальских палеозоид является весьма контрастное противоречие между явно миогеосинклинальным характером основного объема стратифицированных образований и исключительно интенсивным интрузивным магматизмом. Исследователи, рассматривающие магматические формации в качестве однозначных индикаторов геодинамических режимов (Гордиенко, 1987, 1992; Геология и рудоносность..., 1989), для венда - раннего палеозоя предлагают палеотектонические построения, исходящие из окраино-океанической природы саяно-байкальских каледонид. Обстановки среднего и позднего палеозоя описываются как активные континентальные окраины Сибирского континента. Реконструкции иллюстрированы схемами, чрезвычайно близкими к классическим, объясняющим механизм действия тектоники плит (Гордиенко, 1987, рис. 47-55). Б.А.Литвиновский с соавторами (1993), приняв за основу построения И.В.Гордиенко (1987), сделали упор на расшифровку условий магмогенерации палеозойских гранитоидов. Четко ограничены три главных этапа гранитообразования. Магматические породы первого из них на юге Бурятии представлены базальт-андезит-риолитовой (хохюртовская и олдындинская свиты и их аналоги) и габбро-плагиогранитной известково-щелочными сериями нижнего кембрия. Объемы гранитоидов этого этапа довольно скромные, их образование связывается с дифференциацией глубинных андезитовых магм. Отметим, что в пределах Байкало-Муйского пояса также известны (Срывцев и др., 1992) гранитоиды с раннекембрийскими датировками (лесной интрузивный комплекс, 556±16 млн.лет; малоякорный интрузивный комплекс, 537±9 млн.лет). Формирование упомянутых гранитоидов происходило на фоне максимума кембрийской трансгрессии и, по-видимому, было связано с зарождением и развитием локальных поднятий внутри Саяно-Байкальской подвижной области (островодужный магматизм по терминологии Б.А.Литвиновского с соавторами). Следующий этап гранитообразования охватывает вторую половину кембрия. С середины среднего кембрия в Саяно-Байкальской подвижной области вулканическая деятельность резко ослабела (возможно, полностью прекратилась), однако размеры интрузий (джидинский и таннуольский интрузивные комплексы) заметно возрастают. По Б.А.Литвиновскому с соавторами, существовавший геодинамический режим был характерен для активной континентальной окраины андийского типа, возникшей после присоединения островной дуги к континенту. Гранитоидные расплавы формировались в средней и нижней коре под влиянием тепла, поставляемого базитовыми магмами, внедрившимися в нижнюю кору. Значительную роль играли процессы смешения коровых кислых и мантийных базитовых расплавов, отразившиеся в специфике состава гранитоидов обсуждаемого этапа (низкое калий-натриевое отношение, преобладание гранодиоритов над гранитами, пониженные первичные изотопные отношения стронция, повышенные концентрации хлора и серы). К сожалению, расшифровка геодинамических режимов, предложенная Б.А.Литвиновским и его соавторами, опирается только на индикаторное значение вещественного состава магматических формаций и не подкрепляется картографическими реконструкциями. Обращает внимание, что средне-, позднекембрийский этап магмообразования непосредственно сопряжен с ран-

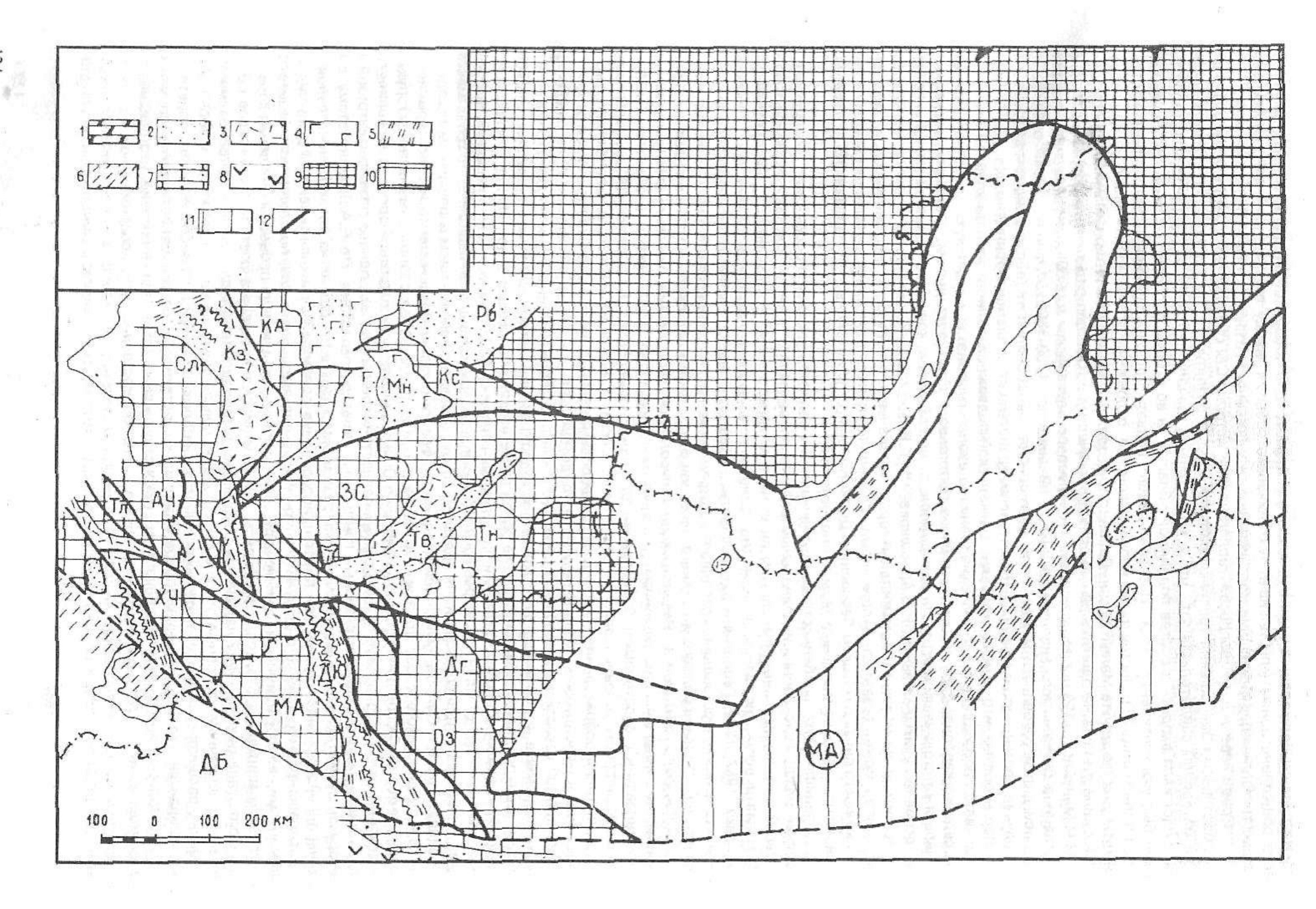

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
КА
Рб
Кз
Сл
Мн
Кс
АЧ
Тл
ЗС
Тв
Тн
ХЧ
ДЮ
Дг
МА
Оз
ДБ
МА
100 0 100 200 км

Рис. 37. Палеотектоническая схема Центральной Азии для девона (использованы: Дергунов, 1989, рис. 51; Гордиенко, 1987, рис. 2; Милановский, 1983, рис. 14).

1 - галогенно-карбонатная формация Патомо-Вилюйского авлакогена Сибирской платформы; 2 - молассовая формация межгорных впадин; 3-4 - зоны наземного вулканизма с формациями: 3 - порфировой, 4 - базальтовой; 5 - песчано-алевритовая формация деструктивных прогибов (моногеосинклиналей); 6-8 - формации палеоокеанического бассейна: 6 - аспидная глубоководного желоба, 7 - карбонатно-терригенная шельфа, 8 - вулканическая срединной части бассейна; 9-10 - области преимущественного размыва с континентальной корой, образованной: 9 - в докембрии, 10 - в палеозое к девону; 11 - Монголо-Амурская (МА) герцинская геосинклинальная область; 12 - важнейшие тектонические швы; 13 - предполагаемые зоны деструкции.

Буквенные обозначения см. на рис. 31

некембрийским как во времени, так пространственно. Стратиграфическое скольжение верхней границы карбонатной надформации свидетельствует, что вытеснение карбонатной седиментации терригенной, отражавшее возникновение и рост внутренних поднятий, началось в конце алданского века и постепенно возрастало до полного подавления карбонатного осадконакопления во второй половине кембрия без дополнительных радикальных структурных перестроек. Если не абсолютизировать индикаторную роль вещественного состава обсуждаемых магматических формаций, то нельзя исключать возможность интерпретации обоих кембрийских этапов гранитообразования как фиксирующих различные стадии развития длительно существовавших сравнительно небольших внутренних поднятий.

Наиболее мощный импульс палеозойской магматической активности, охватившей всю территорию СБГО, рассмотрен через формирование Ангаро-Витимского батолита - одного из крупнейших в мире. Батолит представляет собой субгоризонтальную пластину овальной формы (размеры по осям 800x400 км) общей площадью более 200 тыс.кв.км (выходит на современную поверхность на территории свыше 135 тыс.кв.км) и толщиной 10-15 км, местами до 20 км. "Выделяется два главных этапа становления батолита. В течение первого ... этапа происходило внедрение гранитоидных магм с повышенной основностью и образование отдельных плутонов ..." размерами до 1000 кв.км, тяготеющих к крупным провесам кровли или краевым зонам плутона. Граниты главного этапа (около 90 % объема батолита) подразделяются на аллохтонные (преимущественно магматического облика) и автохтонные (гнейсовидные гранитоиды и относительно гомогенные граниты). "На основе анализа геолого-геофизических материалов показано, что в период формирования батолита мощность земной коры была более 60 км, а внедрение гранитоидных магм происходило в сложно дислоцированные толщи, характеризующиеся, по крайней мере, на отдельных участках, покровно-надвиговым строением". Учитывая широкое распространение синплутонических базитовых интрузий, длительное (до 10^6лет) сосуществование кислых и основных магм, предполагается, что источником энергии и вещества при плавлении были крупные массы основных магм, возможно - всплывающий мантийный диапир. "Внедрение в утолщенную сиалическую кору крупных масс... обогащенных водой и некогерентными элементами базитовых магм должно было неизбежно приводить к развитию широкомасштабных процессов магмообразования, сопровождавшихся поступлением мантийного вещества в зону магмогенерации". Б.А.Литвиновским с соавторами разработана оригинальная модель магмообразования в открытой неводонасыщенной системе (модель аллохимического анатекса), на основе которой получают непротиворечивое объяснение все главные особенности рассматриваемых гранитоидов.

К сожалению, осталась нерешенной проблема времени образования Ангаро-Витимского батолита. По мнению Б.А.Литвиновского, надежных радиологических дат пока никому из исследователей получить не удалось. Возраст батолита им принят как "скорее всего ордовико-силурский". Нижняя граница этого интервала обосновывается прорыванием отложений с остатками кембрийской (на многих участках) и ордовикской (в одной точке) фауной. Верхняя граница определена по перекрытию гранитов батолита туфоконгломератами с девонскими палинокомплексами (р.Ина). Однако надежность последних материалов не абсолютна, так как не исключено, что упомянутые палинокомплексы являются переотложенными (широко распространенные случаи, осложняющие применение палинологического метода в стратиграфии) и вмещающие их туфоконгломераты следовало бы пока датировать более осторожно: не древнее девона (без ограничения верхнего предела возраста). На возможность именно этого варианта указывают некоторые данные, не учтенные Б.А.Литвиновским.

Прежде всего напомним о находке в точерской свите (р.Ауник) отпечатков флоры, сходных с часто встречаемыми в верхнем девоне - карбоне Южной Сибири (см. раздел 3.3.). В непосредственной близости от точек сбора органических остатков выходы гранитов Ангаро-Витимского батолита не известны. Однако западнее отложения точерской свиты, откартированные в виде прерывистой полосы длиной около 80 км, слагают крупные провесы кровли батолита. Схожая ситуация возникла в бассейне р.Бамбуйки, где Ангаро-Витимский батолит прорывает комплекс фаунистически охарактеризованных палеозойских отложений. В породах чулегминской свиты, венчающей разрез последних, установлены представительные палинокомплексы верхнего девона (устная информация О.Р.Мининой).

Конечно, необходимы дополнительные исследования, чтобы более строго аргументировать намечающийся новый нижний возрастной предел времени образования батолита. Верхний предел его возраста определяется прорыванием гранитоидами зазинского интрузивного комплекса (около 330

млн.лет). Изложенные фактические материалы ограничивают наиболее вероятное время образования Ангаро-Витимского батолита ранним - средним карбоном.

Соотношения батолита с геоструктурными элементами дискуссионны. По мнению Б.А.Литвиновского, "...какая-либо связь гранитоидов с определенными геоструктурными элементами отсутствует. Гранитоиды интрудируют блоки..." пород раннедокембрийского и рифейского структурных этажей, а также нижнепалеозойские комплексы пород, сформировавшиеся в различных геодинамических обстановках, т.е., по представлениям упомянутого исследователя, спаивают коллизионную структуру. Мелкий масштаб иллюстраций Б.А.Литвиновского и его соавторов затрудняет их сравнительный анализ с нашими палеотектоническими построениями, но некоторые предварительные выводы все же возможны. На наш взгляд, намечается связь конфигурации и мощностей Ангаро-Витимского батолита, во-первых, с сетью глубинных разломов (рис. 31, 32), во-вторых, с распространением палеозойских карбонатных и флишоидных формаций (рис. 21, 30). Прежде всего отметим, что очертания Ангаро-Витимского батолита почти точно соответствуют контурам площади распространения отложений венд-кембрийской карбонатной надформации, несколько выходя за ее пределы в северо-восточном (длинная ось батолита) и восточном направлениях. Длинная ось батолита совпадает с биссекторной зоной В.П.Арсентьева (1966), стержневой в тектоническом структурном плане территории (рис. 31). Обратим внимание на явную ассиметричность напряженности разрывной тектоники по отношению к биссекторной зоне. К западу от нее четко выражены только глубинные разломы, параллельные биссекторной зоне (и прибайкальскому ограничению Сибирской платформы). Восточнее биссекторной зоны рисунок сети глубинных разломов имеет три основных направления: параллельные биссекторной зоне; северо-восточные (60°) и поперечные по отношению к последним (параллельные границе Алданского щита). С повышенной деструкцией земной коры хорошо коррелируются как утолщения батолита (и смещение его восточной границы в пределы выступов раннедокембрийского фундамента), так распространение глубоководных фаций палеозойского разреза (флишоидной известняковой, аспидной и песчаниково-сланцевой формаций). В частности, на территории междуречья Большой и Малой Конкудеры, Левого Мамакана и Верхней Ангары, где мощность батолита максимальная, по нашим представлениям, в течение всей первой половины палеозоя находилась наиболее глубоководная часть морского бассейна. Необходимо подчеркнуть, что дискуссионные моменты в модели образования Ангаро-Витимского батолита, разработанной Б.А.Литвиновским с соавторами, не затрагивают ее основ как петрогенетических, так и идейных ("всплывающий мантийный диапир"). Учитывая, что в упомянутой модели проблема зарождения и развития мантийного диапира не обсуждается, то предшествующие геодинамические построения в сущности только вводят в условия реализации модели континентальную кору значительной мощности. Осталось неясным: какое значение при этом играет механизм (и время) формирования континентальной коры?

После становления Ангаро-Витимского батолита следующий этап магматической активности охватывает промежуток времени с середины карбона до начала поздней юры. В условиях жесткой зрелой континентальной коры происходит вспышка континентального вулканизма (см.раздел 2.2.3.) и гранитоидного магматизма [комплексы зазинский (330 млн.лет), нижне-селенгинский (270-280 млн.лет), кудунский (P_1), тамирский (рвет P_2), куналейский (237-250 млн.лет) и др.] с апогеем в позднем палеозое.

Ключом к общей схеме палеозойского магматизма является возраст Ангаро-Витимского батолита. Если будет подтверждена его карбоновая датировка, то построения предельно упрощаются. В этом случае в палеозое возможно выделение только **двух** основных эпох магматической деятельности: кембрийской и позднепалеозойской (карбон-пермь). Как уже отмечалось, в **кембрии** магматизм имел незначительные масштабы и, скорее всего, был связан с формированием отдельных внутренних поднятий, фиксируя различные стадии их становления. Локальные магматические очаги не получили дальнейшего развития и быстро исчерпали свою энергию. Хотя и позднее спорадически возникали отдельные вулканические аппараты, но в целом седиментация в первую половину палеозоя была амагматичной при преобладании аркозовой и олигомиктовой кварцевой кластики. Если образование Ангаро-Витимского батолита рассматривать как начало **позднепалеозойской** (точнее, позднепалеозойской-раннемезозойской) эпохи магматической деятельности, то позднекарбоновые и пермские гранитоиды и вулканиты естественно увязываются с остаточными магмогенерирующими камерами. Необходима проработка модели позднепалеозойского - раннемезозойского магматизма как мощнейшего "сиалического взрыва", приведшего к формированию вторичной зрелой континентальной коры. По-видимому, именно этот взрыв фиксируется массовым омоложением радиологических датировок докембрийских и нижнепалеозойских комплексов пород.

Заслуживает проработки еще одна идея. Формирование Ангаро-Витимского батолита Б.А.Литвиновский увязывает с крупными горизонтальными движениями земной коры в духе тектоники плит, обусловившими подъем мантийного диапира. Но на северо-западе Сибирской платформы в это же время - карбоне-перми - в результате подъема грандиозного мантийного диапира на огромной площади в 2,5 млн.кв.км произошли излияния траппов средней мощностью около 1 км. Количества ман-

тийного вещества и энергии соизмеримы с израсходованными на становление Ангаро-Витимского батолита. Напрашивается вопрос: не является ли одинаковой природа обоих мантийных диапиров, тем более, что по нашим построениям события происходили в пределах одного Северо-Азиатского кратона. Только на северо-западе Сибирской платформы континентальная кора была более тонкой и здесь значительная часть мантийного вещества смогла достичь дневной поверхности. В Байкальской горной области, где мощность континентальной коры была значительно больше и мантийный диапир не смог ее преодолеть, финал оказался другой: колоссальный гранитный батолит.

Материалы по палеозойскому магматизму позволяют существенно дополнить реконструкции кембрийского и позднепалеозойского периодов геологической истории СБГО. Прежде всего, четко обрисовываются основные характеристики земной коры, в которой развивались магматические очаги (сиалитовый состав, значительная мощность). Кембрийские гранитоиды дают также возможность оконтурить некоторые внутренние и краевые поднятия. Однако соотношения магматизма с горизонтальными тектоническими движениями далеко не очевидны. Попытки Б.А.Литвиновского и его соавторов провести палеодинамический анализ, опираясь только на углубленное изучение палеозойских магматических образований, не привели к детализации построений И.В.Гордиенко (1987). Более того, не удалось составить даже примитивных картографических схем, объясняющих предысторию, закономерности распространения, структуры и состава обсуждаемых магматических комплексов. Ограниченность магматических образований в качестве геодинамических индикаторов, по крайней мере, в данной ситуации является объективной. Во многом она связана с отсутствием достаточно полного набора геодинамических моделей, в частности, для интерпретации магматитов т.н. островодужного типа. Тектонотипы островодужных обстановок привязаны к Тихому океану, но последний является уникальной структурой, в геологической истории Земли, возможно, не имевшей аналогов (Пущаровский, 1992). Универсальность моделей, разработанных на материалах по Тихому океану, на нынешней стадии исследований представляется дискуссионой. В поисках альтернативы мы стремились дать общую, но достаточно полную картину, которая могла бы стимулировать исследователей на ее более всестороннюю апробацию, направив обсуждение, прежде всего, на оценку принципиальной правомерности предложенной модели геологического развития региона.

В геологической истории Земли СБГО не является аномалией. Все основные особенности ее геологического развития в палеозое вписываются в закономерности, установленные Е.В.Артюшковым и М.А.Беэром (1990) для миогеосинклинальных прогибов на континентальной коре. Формирование палеозойских покровно-складчатых сооружений завершает рифейско-палеозойский геотектонический цикл развития СБГО. Продолжительность последнего исключительно велика - около 1,5 млрд.лет, с подразделением на три основные стадии развития, последовательно сменявшими друг друга: ?платформенную (начало рифея), рифтогенную (рифей-венд, более 1 млрд.лет) и миогеосинклинальную (кембрий - ?середина карбона?, более 200 млн.лет). По существу, это пример наиболее полного цикла миогеосинклинальной линии развития деструкционных областей континентальной коры, у которых завершающая фаза рифтообразования проходила под знаком усиления движений по разломам (а не ослабления, как при замыкании рифтов - Гарецкий и др., 1988). В качестве фрагмента актуалистической модели с некоторыми оговорками могут служить Центрально-Североморский грабен и сменившая его Североморская надрифтовая синеклиза северо-западной части Западно-Европейской плиты (Гарецкий и др., 1988, с.6-8). В рассмотренной выше схеме геологического развития СБГО не остается места байкалидам ни в понимании Н.С.Шатского, ни в трактовке Е.В.Павловского. Ввиду отсутствия байкалид в тектонотипической местности от этого термина необходимо отказаться.

Глава VI
ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОСАДОЧНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ ПАЛЕОЗОЯ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

В палеозойском структурном этаже СБГО в 1941-1980 годы были установлены значительные по масштабам месторождения осадочных полезных ископаемых: Боксонское бокситo-фосфорито-железорудное (Ильина, 1958; Орлова, 1958; Жабин, Бгатов, 1986; Язмир и др., 1987; Бутов, Константинова, 1989), марганца Икатское (Беличенко, 1960), Олдакитское (Бажин, Дарижапов, 1970), фосфоритовые Ухагольское, Харанурское (Волков и др., 1972; Бутов, Кокунин, 1980; Язмир и др., 1987) ; Яматинское гематитовых кварцитов (Бутов, Рощектаев, 1989). Разведан и эксплуатируется ряд месторождений карбонатных пород, строится Черемшанский карьер на одноименном месторождении высококачественных кварцитов. Многочисленные проявления фосфоритов (Осокин, 1980), железных и марганцевых руд осадочного генезиса, аллитов и сиаллитов создали представление о высокой перспективности практически всей территории СБГО. При этом в пределах Бурятского Восточного Саяна наметился уникальный рудный узел с перспективой создания новой многоотраслевой (алюминий, фосфор, железо, графит, асбест, редкие металлы и т.д.) сырьевой базы общегосударственного значения. Однако дальнейшее наращивание сырьевого потенциала по осадочным рудам приостановилось из-за бесплодности поисковых работ последнего десятилетия, в том числе на территории Восточного Саяна.

Анализ материалов поисковых работ показывает, что неудачи с открытием новых месторождений в значительной мере обусловлены переносом поисков с относительно обнаженных участков на более закрытые площади. Резко усилилось отрицательное влияние недостаточной четкости принципов прогнозирования, а также низкого качества геологической основы. Как сейчас выясняется, существовавшие представления о геологическом строении месторождений и перспективных районов во многих случаях были весьма неточными, что обесценивало использование стратиграфического, палеогеографического и палеотектонического критериев прогнозирования. Только формационный метод, особенно при наличии индикаторов рудоносности и прямых признаков рудной минерализации, прогнозировал некоторые реальные характеристики рудоносности, объем и достоверность которых в общем коррелируются со степенью геологической изученности. Возникновению нынешней ситуации способствовали также неправильная стратегия поисковых работ, их однобокость. Упор делался на прямые поиски промышленных месторождений, хотя геологическое строение, в частности, стратиграфия и тектоника опоискуемых площадей изучены очень слабо. Поиски велись в сущности "вслепую".

В настоящее время ключевой является проблема конкретизации прогнозирования, как предопределяющая содержание и эффективность наиболее рационального комплекса поисковых работ. Пути решения этой проблемы проанализированы через уточнение закономерностей формационного и фациального контроля локализации осадочных полезных ископаемых. При изложении результатов исследования информация по геологии обсуждаемых месторождений и рудопроявлений почти полностью опущена, так как она опубликована в легкодоступных источниках, перечисленных в начале главы.

Основной объем минерального сырья осадочного генезиса, выявленный к настоящему времени в отложениях палеозоид СБГО, сосредоточен в карбонатной надформации. Только месторождения (и значительная часть рудопроявлений) марганца локализованы во флишоидной существенно кремнистой (отдаленно-вулканогенной?) формации, смежной с карбонатной надформацией. В других формациях известны рудные желваки, редкие мелкие рудопроявления фосфоритов, железа, марганца, но более крупные объекты не зафиксированы. Нужно оговориться, что речь идет только о минеральном сырье осадочного генезиса. Осадочно-эффузивные руды [например, железо-марганцевые Талой-Усойского месторождения (Беличенко, 1960) или метасоматические типа Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения (Царев, Фирсов, 1988)], не рассматриваются как выходящие за рамки нашего исследования.

Рудоносность распределена крайне неравномерно: бокситы и гематитовые кварциты локализованы в отложениях отмельно-барьерной зоны, фосфориты тяготеют к осадкам верхней половины подводного склона (рис. 38), а марганцевая минерализация - к зоне перехода между впадинными флишоидными формациями различного состава: известняковой и существенно кремнистой (см. рис. 10). На большей части подводного склона карбонатной постройки и прилегающей впадины карбонатная седиментация сопровождается только точечной фосфатной или марганцевой минерализацией.

Литологическую основу бокситоносной и железорудной пачек составляют обломочные алюмосиликатные породы (аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты), контрастно выделяющиеся в разрезе **доломитовой** формации. Продуктивные фосфоритоносные пачки в большинстве случаев залегают также в мощных **доломитовых** разрезах отмельно-барьерной зоны, как правило, резко обособляясь литологически (Харанурское месторождение, Озерный участок Ухагольского месторождения, крупные Шумакское проявление в бассейне р.Китоя, Бурлинская группа проявлений на Морском хребте и др.). Однако известны случаи (Боксонское месторождение), когда продуктивная фосфо-

ритоносная пачка макроскопически совершенно не отбивается в монотонном белоцветно-доломитовом массиве. При этом фосфатизация характеризуется выдержанностью на больших площадях и, несмотря на низкие содержания полезного компонента, значительными запасами пятиокиси фосфора. С другой стороны, имеются крупные скопления фосфоритов, локализованные в **существенно известняковой** толще, характерной для длительно существовавшей верхней части подводного склона (Ухагольское месторождение). В последнем примере привлекает внимание важная деталь: в бассейне р.Ухагол в разрез вклинивается пачка доломитов с мелкими телами аллитов, сиаллитов и сильно ожелезненных (сумма окислов железа до 44%) песчаников и гравелитов, т.е. пород, явно связанных с прибрежной зоной.

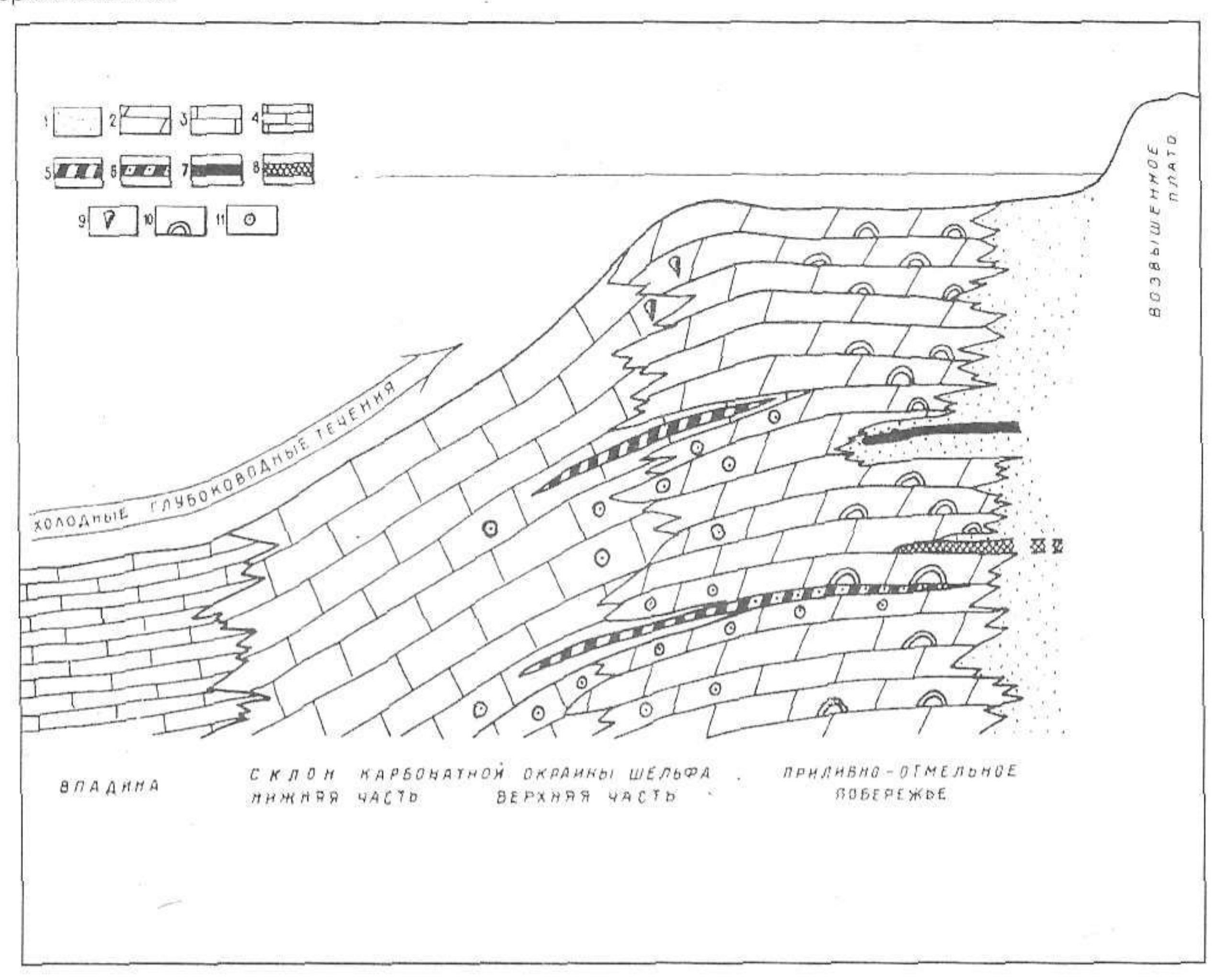


Рис. 38. Положение зон формирования фосфоритов, бокситов и гематитовых кварцитов в фациальном профиле венд-кембрийской карбонатной надформации Окинского плоскогорья (вендское и алданское времена).

1-4 - формации: 1 - терригенная высокой зрелости (в настоящее время практически полностью уничтожена денудацией), 2 - доломитовая, 3 - известняковая, 4 - флишоидная известняковая; 5-6 - фосфориты: 5 - пластовые, 6 - зернистые; 7 - бокситы; 8 - гематитовые кварциты; 9 - археоциато-водорослевые биогермы; 10 - строматолитовые постройки; 11 - микрофитолитовые породы

Для марганцевых руд пространственные закономерности рудогенеза наиболее полно изучены на Икатском месторождении, где сохранились латеральные взаимопереходы с безрудными отложениями практически во всех направлениях. Марганцевая минерализация локализована в краевой части флишоидной существенно кремнистой формации (рис. 10). Мощность рудоносного интервала составляет около 800 м. Рудные тела появляются на расстоянии 300-500 м от резко выраженной смены известняков флишоидной известняковой формации сланцами флишоидной существенно кремнистой формации и примерно в 100-150 м выше подошвы последней. Ширина рудоносной зоны составляет 1,5-2 км. Основные промышленные тела находятся примерно в средней ее части, тяготея к низам рудоносного интервала. Наиболее крупное тело имеет длину 500 м при мощности до 100-115 м. Оно распадается на ряд линз с промышленными содержаниями, окаймленными бедными рудами. Крупные тела марганценосных сланцев латерально, а также ниже и выше по разрезу сменяются мелкими линзами обычно бедных руд.

Принципиально важной особенностью локализации бокситоносных, железорудных и значительной части фосфоритоносных продуктивных пачек является их явная аллофильность (доказывается петрофондом) по отношению к вмещающей отмельно-барьерной градации доломитовой формации. В сущности это клинья смежных формаций. Скопления бокситов и железных руд фактически относятся к алюмосиликатным существенно терригенным формациям, формировавшимся в непосредственной близости от области размыва кор химического выветривания (частично наземные, частично прибрежные фации) и ныне почти полностью уничтоженным денудацией. Аллофильные фосфоритоносные пачки являются вклиниваниями в отмельно-барьерную градацию с противоположной стороны - со стороны открытого моря, представляя формации верхней части склона карбонатной постройки. По-видимому, некоторые из фосфоритоносных (например, зернистые доломитовые фосфориты Боксонского месторождения) и все марганценосные парагенетические комплексы пород нужно рассматривать как патрические (термин Н.С.Шатского, 1960).

Подразделение рудоносных парагенетических комплексов пород на аллофильные и патрические имеет принципиальное значение для прогнозирования осадочных полезных ископаемых. Для аллофильных рудоносных пачек как **случайных** событий по отношению к вмещающим их соседним формациям прогнозировать в сущности можно только **вероятность** их вклинивания во вмещающую формацию. Механизмы формирования аллофильных рудоносных пачек и отложений вмещающих формаций **различны** и практически **независимы** друг от друга. В частности, породы отмельно-барьерной градации доломитовой формации являются преимущественно органогенными. Их фации контролируются внутрибассейновыми факторами (Уилсон, 1980, с.32). В составе вклинивающихся бокситоносных и железорудных пачек резко преобладает терригенный компонент при существенном значении хемогенного компонента (в основном, железисто-кремнистая составляющая осадков). Ведущую роль в образовании слагающих их пород играют физические факторы (Теняков, Ясаманов, 1985, с.164), дополняемые хемогенным переносом и осаждением окислов железа и кремнезема. Фосфориты являются продуктом разгрузки мощных сравнительно холодных **глубоководных** течений при подъеме их в отмельно-барьерную зону. Соотношения между биогенным и хемогенным механизмами садки фосфатов не вполне ясны (Еганов, 1983; Розанов, 1992). Таким образом, в отмельно-барьерной зоне связь рудогенеза с фоновой седиментацией (существенно органогенные карбонатные постройки) полностью (бокситы, железные руды) или во многом (фосфориты) отсутствует. Процессы рудогенеза в отмельно-барьерной зоне по всем или почти по всем параметрам являются чужеродными для фоновой карбонатной седиментации, наложенными на нее (садка фосфоритов), вплоть до полного подавления биогенного карбонатного осадконакопления (бокситоносные и железорудные пачки). Поэтому естественно, что отсутствуют четкие коррелятивные связи между фациями карбонатной седиментации отмельно-барьерной зоны и закономерностями локализации бокситов, гематитовых кварцитов и фосфоритов.

Наши выводы хорошо согласуются с бесплодностью многочисленных попыток увеличить конкретность и точность прогнозирования на упомянутые полезные ископаемые через детализацию анализа строения рудовмещающих формаций. Нужно четко представлять, что для аллофильных рудоносных пачек прогнозирование имеет реальный смысл только в жестко ограниченных рамках, не выходящих далее указаний вероятности выявления бокситов, гематитовых кварцитов и фосфоритов в определенных градациях карбонатных формаций. Эти рамки даже в принципе не могут вмещать локальное прогнозирование.

При локализации осадочных полезных ископаемых в разрезе "материнской" формации (месторождения марганца и некоторые фосфоритовые) возможности конкретизации прогнозирования резко возрастают, ибо существуют многообразные связи между патрическими рудоносными пачками и вмещающими комплексами пород различных порядков. В сущности, именно на такие случаи ориентированы используемые ныне методики прогнозирования и поисков. Значительные резервы повышения качества прогнозирования здесь связаны, с одной стороны, с удалением искажений, возникших в результате вовлечения в анализ аллофильных рудоносных пачек, с другой, - с углубленной проработкой модельного метода, предложенного Э.А.Егановым (1983).

Заслуживает внимания еще один аспект локализации осадочных полезных ископаемых - стратиграфический. В предыдущей главе подчеркивалась (через анализ флишоидных формаций) значительная роль катастрофических явлений на протяжении всей геологической истории Саяно-Байкальской подвижной области и, следовательно, в формировании практически всех стратифицированных формаций палеозоид. При описании основной рудовмещающей карбонатной надформации неоднократно указывалось на явные парагенетические связи между бокситами, гематитовыми рудами и фосфоритами, с одной стороны, и грубообломочными образованиями, в том числе олистостромового типа, с другой стороны. С катастрофическими событиями, видимо, необходимо увязывать прежде всего *мобилизацию и перенос основного объема рудного вещества*, например, размыв и перенос продуктов кор химического выветривания (Теняков, Ясаманов, 1985, с. 149). Само формирование кор химического выветривания, разумеется, было достаточно длительным процессом при определяющей роли иных, гораздо более устойчивых факторов. При формировании месторождений фосфоритов роль

периодических катастрофических явлений была, по-видимому, иной, направленной на естественное обогащение руд. В частности, Э.А.Еганов (1983, с.124-125) подчеркивает, что в "условиях равномерного погружения - без пульсаций - даже в благоприятных для минерализации фосфора зонах, скорее всего, должна возникнуть лишь одна пачка бедных фосфоритами отложений. Циклический же режим погружения создает благоприятные условия для накопления залежей богатых руд, так как фосфатные слои, отложившиеся и литифицированные в трансгрессивную фазу развития, в регрессивную фазу в какой-то мере возвращаются в зону перемыва". Вызывает сомнение только предполагаемый Э.А.Егановым механизм формирования цикличности фосфоритоносных пачек через чередование трансгрессий и регрессий. Стратификация фосфоритоносных пачек однотипна и, наиболее вероятно, имеет общую природу (катастрофические импульсы) со стратификацией флишоидных известняковой и сланцевых формаций, латерально сменяющих фосфоритовмещающие отложения карбонатной надформации.

Конкретные катастрофические явления (землетрясения, вулканические извержения и т.п.) во многих случаях имеют весьма значительную, но все же ограниченную сферу воздействия и только редчайшие из них заслуживают ранга глобальных (планетарных). Последняя категория катастроф в палеозойском разрезе рассматриваемой территории пока не отмечена.

При существовании четко выраженных положительных связей между осадочным рудогенезом и катастрофическими явлениями появление в разрезе соответствующих руд представляет собой в какой-то мере **случайное** событие (по отношению к фоновой седиментации). Сомнительна жесткая синхронизация стратиграфических уровней этих руд на всей территории СБГО. Речь может идти только о вероятности их принадлежности к определенному стратиграфическому диапазону.

Значительная роль случайных факторов во временной и пространственной локализации осадочных полезных ископаемых, особенно аллофильных рудоносных пачек, пока не осознана и практически совершенно не учитывается при прогнозировании и поисках.

В качестве основы для разработки новой целостной концепции прогнозирования и поисков осадочных полезных ископаемых предлагается положить подразделение рудоносных парагенетических комплексов пород на аллофильные и патрические, т.е. характер их парагенетических связей со вмещающими отложениями. Важнейшей особенностью нового подхода является смещение упора с доктрин, **формально** базирующихся на объективных критериях (благоприятный фон отложений, наличие индикаторов рудоносности и рудной минерализации и т.п.) на фациальный анализ рудовмещающих толщ и рудоносных пачек, другими словами, на увеличение доли **субъективного** творческого начала. Традиционные доктрины продолжают использоваться, но уже не в качестве основы, а всего лишь как один из элементов концепции поисков.

По нашему мнению, содержание всех стадий прогнозирования и поисков осадочных полезных ископаемых должно определяться результатами фациального анализа соответствующих степеней достоверности. Первой целью этого анализа, общей для аллофильной и патрической рудоносности, является выделение и оконтуривание фациальных поясов (или зон), в пределах которых формировались (уже выявлены месторождения) или могли формироваться (потенциально благоприятные) скопления минерального сырья различных масштабов. Для аллофильных рудоносных пачек дальнейший фациальный анализ в масштабе всей рудовмещающей толщи, как и иные региональные обобщения, не имеет смысла и только отвлекает средства, силы и время. Конкретизация аллофильной рудоносности перспективных площадей возможна лишь путем прямых поисков. Для месторождений каждого вида минерального сырья при помощи математических методов необходимо определить параметры сети наблюдений (расстояния между поисковыми профилями и максимально допустимая прерывистость наблюдений по ним), гарантирующие выявление (или доказывающие отсутствие) месторождений различных масштабов (крупных, средних, мелких). Примером может служить табл. 2, использованная нами при поисках фосфоритов на Морском хребте. На этом этапе исследований прогнозные оценки отражают, прежде всего, детальность и достоверность опоискования перспективных площадей и выражаются через вероятность выявления месторождений различных масштабов.

При выявлении аллофильных рудоносных пачек снова возникает возможность прогнозирования на фациальной основе, но уже на качественно ином, гораздо более детальном уровне (вплоть до локального прогнозирования). Основные практические рекомендации обосновываются построениями, базирующимися на детальных литолого-стратиграфических описаниях разрезов продуктивных пачек. Изучение отложений, непосредственно подстилающих и перекрывающих рудоносные пачки, дает возможность реконструировать историко-геологический фон, на котором происходил рудогенез, но для локального прогнозирования решающего или просто существенного значения не имеет. Соответственно должны распределяться усилия при прогнозировании и поисковых работах до их окончательного завершения.

Прогнозирование и опоискование патрических рудоносных парагенетических комплексов пород на всех стадиях работ, от начальной до завершающей, опирается на фациальный анализ и, следовательно, детальное изучение литолого-стратиграфических разрезов рудовмещающей толщи. Этапность

исследований в основном заключается в последовательном сгущении сети разрезов, обеспечивающем повышение детальности и достоверности выводов. Забвение этого принципа на любой стадии работ, например, выдвижением на первый план прямых поисков месторождений, ведет к снижению эффективности и резкому удорожанию работ.

Изложенное выше позволяет легко, быстро и с достаточной достоверностью оценить общие перспективы саяно-байкальских палеозоид на осадочные полезные ископаемые. При этом достаточно ограничиться двумя основными критериями: определением перспектив на фациальной основе и оценкой достоверности геологической изученности и опоискования перспективных площадей. Практическое, в некоторых случаях определяющее значение имеет еще одно обстоятельство: сохранность (размеры денудации) перспективных отложений.

Перспективная на аллофильный комплекс осадочных полезных ископаемых (бокситы, гематитовые руды, основные запасы фосфоритов) отмельно-барьерная градация доломитовой формации сохранилась в виде крупных полей в Бурятском Восточном Саяне на Сархой-Урикском междуречье, на левобережье Китоя, Ильчирской котловине и в бассейне р.Шумак; Морском и в южной части Икатского хребтов, в окрестностях пос.Багдарин (Витимское плоскогорье) и в бассейне р.Уакит (Южно-Муйский хребет). Остальные выходы отложений отмельно-барьерной зоны слишком незначительны по размерам, чтобы вмещать хотя бы средние по запасам месторождения, поэтому оценка перспектив их рудоносности не имеет практического смысла.

На всех перечисленных перспективных площадях проводились специализированные ревизионные и поисковые работы, однако только единичные стратиграфические разрезы изучены без пропусков в наблюдениях. Сильно задернованные интервалы практически нигде не вскрывались сплошными магистральными канавами. Нет четких представлений о величине пробелов, связанных с уничтожением при тектонических движениях отдельных частей конкретных геологических разрезов. Поэтому в принципе почти все крупные поля отмельно-барьерной градации нуждаются в доизучении, однако его задачи, а, следовательно, методика, виды и объемы работ в зависимости от изученности различных участков и уже полученных результатов - разные (табл.3).

Таблица 2

Вероятность подсечения пластов фосфоритов различных размеров различной сетью пробоотбора металлометрических проб (составила Е.Г.Гажитова, 1969, ЦГХП БГУ - из производственного отчета П.В.Осокина, Ю.П.Бутова, 1969)

№ п/п	Размеры пластов фосфоритов		Сеть пробо - отбора, м	Вероятность подсечения рудного тела хотя бы двумя точками, %	Сеть пробоотбора, м	Вероятность подсечения рудного тела хотя бы двумя точками, %
	длина, м	мощность, м				
1	1000	1	2000x10	0,07	1000x10	0,35
2	- "-	5	- "-	0,25	- "-	0,75
3	- "-	10	- "-	0,33	- "-	0,84
4	2000	1	- "-	0,17	- "-	0,55
5	- "-	5.	- "-	0,46	- "-	0,87
6	- "-	10	- "-	0,63	- "-	0,92
7	3000	1	- "-	0,25	- "-	0,67
8	- "-	5	- "-	0,60	- "-	0,92
9	- "-	10	- "-	0,75	- "-	0,95
10	4000	1	- "-	0,30	- "-	0,75
11	- "-	5	- "-	0,71	- "-	0,94
12	- "-	10	- "-	0,82	- "-	0,96
13	5000	1	- "-	0,35	- "-	0,79
14	- "-	5	- "-	0,75	- "-	0,95
15	- "-	10	- "-	0,84	- "-	0,97
16	6000	1	- "-	0,40	- "-	0,82
17	- "-	5	- "-	0,78	- "-	0,96
18	- "-	10	- "-	0,87	- "-	0,97

Примечание. Для расчета использовалась модель задачи Бюффона в варианте вероятностных немограмм И.Д.Савинского (1964) и А.А.Шиманского (1969).

Общая тенденция - переход к глубинному изучению перспективных площадей с бурением структурных скважин и поисково-картировочных буровых профилей. На наш взгляд, новый раунд прогнозирования на основе обобщений уже известного фактического материала излишен, так как не позволяет выработать более конкретные рекомендации, чем уже имеющиеся. На ближайшее время приоритет необходимо отдать поисково-оценочным работам, т.е. апробации ранее сформулированных прогнозов с накоплением информации, необходимой для выхода на более детальное прогнозирование. Некоторая дополнительная конкретизация оценки рудоносности сейчас возможна только для Боксонского района (Восточный Саян), где в последние годы в окрестностях одноименного месторождения было начато поисково-картировочное бурение.

Боксонское месторождение бокситов, открытое в 1941 г., разведывалось с 1947 г. (Ильина, 1958, Орлова, 1958). Работы остались незавершенными: в 1956 г. из-за низкого качества основной части руд разведка была остановлена, а позднее месторождение вообще сняли с баланса. В дальнейшем неоднократно высказывались мнения о необходимости возобновления изучения месторождения. Аргументация: месторождение не оконтурено; закономерности распределения мелких тел высококачественных бокситов только намечены и носят гипотетический характер, не позволяя однозначно отрицать возможность выявления крупных запасов кондиционных руд. Кроме этого, необходимость систематической переоценки практической значимости Боксонского месторождения функционально связана с научно-техническим прогрессом в технологии переработки низкокачественных бокситов. Материалы по бокситоносности Боксонского района, полученные после прекращения разведки месторождения, обобщены в публикациях В.В.Жабина, В.И.Бгатова, (1986), Ю.П.Бутова, К.К.Константиновой (1989) и отчете по технологическим исследованиям Б.Н.Одокия (1988). В упомянутых обобщениях не учтены результаты поисково-картировочного бурения на юго-западном фланге Боксонского месторождения, проведенного в 1983-86 гг. Южно-Боксонской партией Окинской экспедиции (Ю.И.Куликов). Бокситоносный горизонт был вскрыт (рис. 39) в 6 км западнее выходов пласта на разведочном участке Веселом (Л-110), а также в мульде Хоре в 0,8 км восточнее обнажений бокситов на г.Шерендитэ (Л-108). В 1987-90 гг. поисково-картировочное бурение было продолжено Верхне-Окинской партией (А.М.Рогачев). Из пробуренных пяти поисково-буровых профилей один (Л-1) находится в мульде Садэ, два (Л-102, 106) - в юго-восточной части мульды Хоре и два (Л-112, 114) - на западном фланге месторождения. Кроме того, были завершены буровые работы по профилю Л-110 Южно-Боксонской партии.

В результате поисково-картировочного бурения достоверные контуры месторождения в южном и западном направлениях существенно расширены. Бокситоносный горизонт вскрыт двумя скважинами на юго-восточном фланге мульды Хоре, где его наличие при разведке только предполагалось на основе общегеологических соображений. По техническим причинам (бурение эжектором) керн представлен щебенкой и шламом с редкими столбиками (до 5-7 см) породы, поэтому дать детальное описание литологии рудного пласта не представляется возможным. В скважине 246 бис (рис. 39) мощность продуктивного горизонта около 15 м, и он сложен в основном темно-вишневыми тонкозернистыми массивными аллитами (кремниевый модуль 1,1-1,6) с двумя прослоями (0,7 и 0,3 м) макроскопически схожих бокситов (кремниевый модуль 2,1-2,3). Состав аллитов-бокситов сравнительно устойчив: содержания глинозема колеблются в интервале 30-40%, кремнезема-18-28%, суммы окислов железа- 22-29%. В средней части горизонта имеются два тела (мощностью 2,7 и 1,5 м) сиаллитов (кремниевый модуль 0,6), отличающихся прежде всего более легким удельным весом (содержание суммы окислов железа 15-20%).

В скважине 248 бис, находящейся от скважины 246 бис в 750 метрах по азимуту юго-восток 140°, неполная (керн вышележащих пород мощностью около 40 м отсутствует) мощность бокситоносного горизонта - 22,5 м. Здесь в его составе резко преобладают темно-вишневые тонкозернистые массивные, в отдельных интервалах тонкослоистые сиаллиты (кремниевый модуль 0,4-0,8). Характерно низкое содержание суммы окислов железа - 8,5-13%, изредка до 18,5%. В средней части горизонта состав пород соответствует аллитам (кремниевый модуль 1,1-1,3), сходным со вскрытыми скв. 246 бис.

На западном фланге месторождения по профилю Л-110 бокситы вскрыты тремя скважинами. Во всех трех случаях бокситоносный горизонт выглядит однотипно как сложное сочетание темно-красных, подчиненно зеленых массивных и тонкослоистых аллитов и сиаллитов суммарной мощностью (в каждом пересечении) 8-10 м. Химический состав пород аналогичен изученным при разведке (с близким кремниевым модулем). Имеющиеся материалы допускают две равнозначных альтернативных интерпретации: первая - тектоническое страивание бокситового пласта, вторая - три различных стратиграфических уровня бокситонакопления.

Ориентировочно прикинем изменение оценки масштабов Боксонского месторождения в результате картировочного бурения в 1983-1990 гг. При разведке пласт бокситов был прослежен на 35 км. Прирост его протяженности западнее участка Веселого составляет 6 км. С учетом материалов по

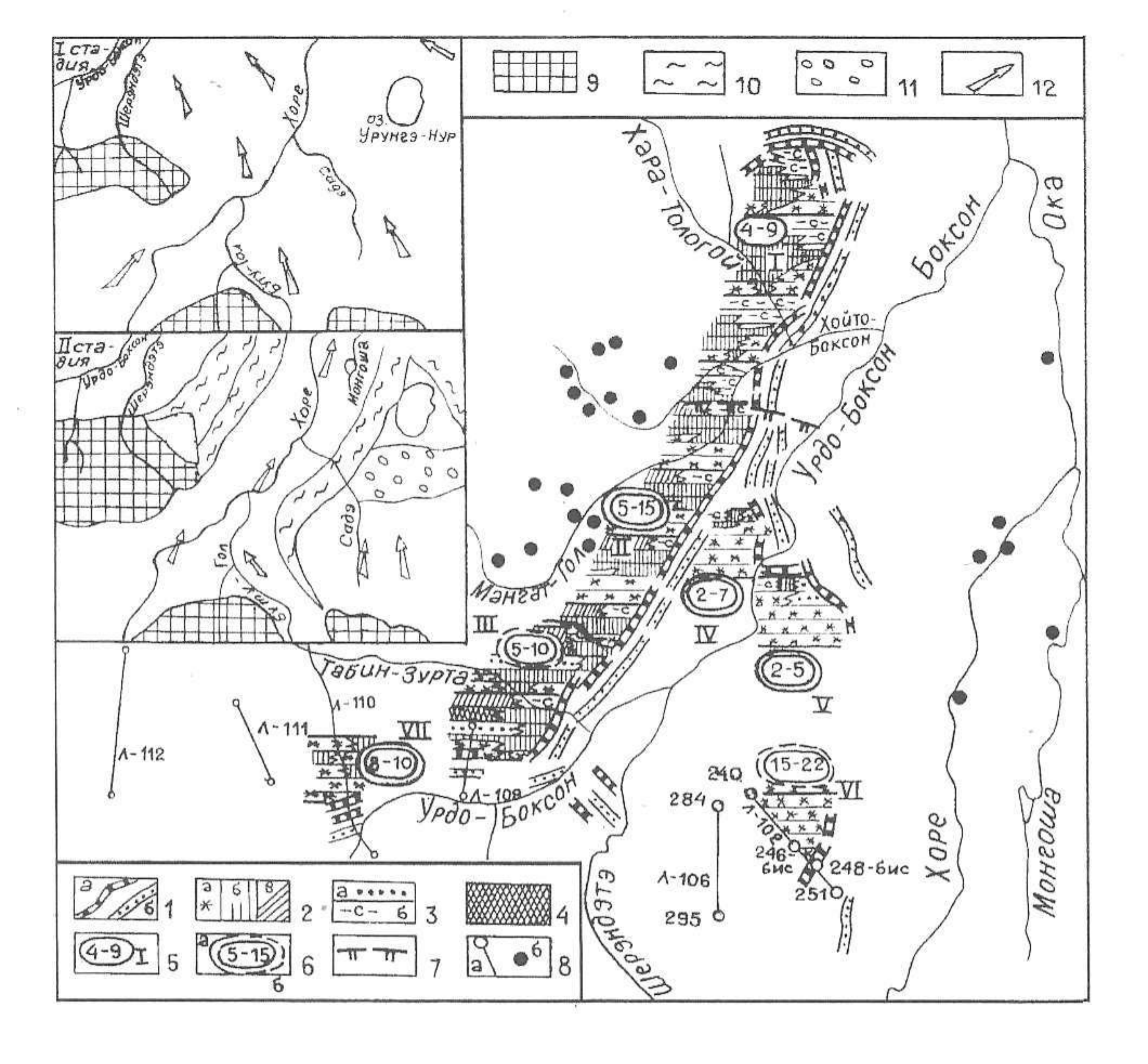


Рис. 39. Схема типизации разрезов бокситоносного горизонта Боксонского месторождения и находок обломков бокситов в его окрестностях. Составил Ю.П.Бутов, 1990 г.

1 - выходы бокситоносного горизонта (а) и пласта зернистых фосфоритов (б); 2-4 - характер строения бокситоносного горизонта: 2 - бокситы красные (а), зеленые (б), темно-серые(в); 3 - кварцевые песчаники (а), углисто-карбонатные сланцы (б); 4 - гематитовые руды; 5 - колебания мощностей бокситоносного горизонта, типы разрезов: I - северный, II - центральный, III - южный, IV - восточный, V - юго-восточный, VI - южно-мульдовый, VII - западный; 6 - участок с двумя (и более?) бокситоносными горизонтами (б - предполагается более одного бокситоносного горизонта) и колебания мощностей одного из них, признанного в качестве основного; 7 - контур площади, где предполагается наличие более одного бокситоносного горизонта; 8 - местоположение: а) линий поисково-картировочных профилей, пробуренных в 1983-1990 гг., их номера и номера некоторых скважин; б) находок обломков бокситов в четвертичных отложениях.

Врезка. Реконструкция направлений движения верхнеплейстоценовых ледников (I стадия - полупокровная, II стадия - горнодолинная). Составил В.Г.Немчинов, БГИ, 1990 г. 9 - поверхности, не закрытые ледником; 10 - морены; 11 - фрагмент среднечетвертичной подгорной равнины; 12 - направление движения ледника

Таблица 3

Рекомендации по направлениям поисковых работ на осадочные полезные ископаемые в пределах площадей развития отмельно-барьерной границы доломитовой формации

Участки	Масштабы выявленной рудоносности	Задачи дальнейших работ
Боксонский район	Промышленное Боксонское комплексное месторождение боксито-фосфорито-железорудное	Оконтуривание месторождения с выделением участков высококачественных руд
Бассейн р. Улзыты	Проявления аллитов	Завершение оценки на весь комплекс осадочных полезных ископаемых
Харанурский район	Промышленное Харанурское месторождение фосфоритов, проявление сильно метаморфизованных бокситов	Оконтуривание фосфоритового месторождения, поиски бокситов, железных руд
Забит-Сархойское междуречье	Яматинское месторождение гематитовых кварцитов, проявления фосфоритов	Оценка железорудного месторождения, поиски бокситов, фосфоритов
Ухагольский район	Промышленное Ухагольское месторождение фосфоритов, проявления аллитов, железорудной минерализации	Доразведка месторождения, поиски бокситов (участок Озерный)
Шумакский район	Проявления фосфоритов и высокоглиноземистых сланцев	Оценка перспектив на алюминиевое сырье
Ильчирская котловина и левобережье Китоя	Имеющиеся материалы не представительны (сильно задерновано, перекрыты мезозойскими и кайнозойскими отложениями)	Завершение оценки на весь комплекс осадочных полезных ископаемых
Морской хребет	Проявления фосфоритов	Оценка горизонтов перерыва на бокситы, железорудную минерализацию
Южная часть Икатского хребта	Проявления фосфоритов	Нецелесообразны (имеющиеся материалы достаточны для отрицательной оценки)
Багдаринский район	Проявления фосфоритов и железорудной минерализации	Завершение оценки на весь комплекс осадочных полезных ископаемых
Бассейн р.Уакит	Проявления аллитов	Нецелесообразны (дальняя зона выклинивания потенциально бокситоносной пачки)

мульде Хоре можно говорить об увеличении достаточно достоверных запасов не менее, чем на 1/3, а, главное, появилась уверенность в реальности дальнейшего быстрого и очень существенного наращивания запасов в южном, восточном и западном направлениях. Одновременно наметились крупные пробелы в изученности геологического строения района. В частности, необходима дополнительная информация для объяснения неоднократного появления пласта бокситов западнее участка Веселого, а также выходов бокситов в мульде Хоре на 1-2 км южнее, чем предполагалось при разведке. По нашему мнению, эти данные - еще один аргумент в пользу представлений В.В.Жабина (1986) о нескольких пластах бокситов в разрезе боксонской серии. Но в таком случае при анализе площадных закономерностей распространения руд различного качества использовать новые материалы необходимо очень осторожно ввиду дискуссионности их отношения к уровню разведанного пласта бокситов.

Картировочное бурение в мульдах Хоре и Садэ показало широкое распространение под четвертичными ледниковыми отложениями терригенных толщ неясного стратиграфического положения. Возможны два основных альтернативных варианта их датировок: ордовик-силурийская (аналог окинской серии) и, как следствие,-прекращение на этих площадях дальнейших поисковых работ на бокситы. Не менее реален другой возраст - мезозойский (аналог комиссаровской толщи), при котором мощность терригенной толщи может оказаться сравнительно незначительной. В последнем случае для окончательной оценки площадей на бокситы необходимо бурение скважин глубиной до нескольких сот метров. Нужно подчеркнуть, что пока остался невыясненным источник глыб бокситов, найденных Ю.П.Бутовым (Геология и рудоносность..., 1989) в аллювии нижнего течения р. Монгоши (рис. 39). Наиболее вероятно, что в современный аллювий эти глыбы попали в результате размыва четвертич-

ных ледниковых отложений. Реконструкция направлений движения четвертичных ледников, предпринятая В.Г.Немчиновым (рис. 39, врезка), на наш взгляд, свидетельствует о значительной вероятности существования выходов бокситов, по крайней мере, в доледниковое время восточнее русла р.Хоре, т.е. в мульде Садэ или ее обрамлении. Таким образом, уже первые целенаправленные шаги по оконтуриванию Боксонского месторождения заметно увеличили его прогнозные запасы и их достоверность.

Геологические материалы, полученные в последние годы, подкрепляют надежды на выявление в Боксонском районе промышленных запасов высококачественных бокситов. Об этом, в частности, свидетельствуют закономерности, намечающиеся при типизации разрезов бокситоносного горизонта Боксонского месторождения. В 1976 г. Ю.С.Тарасов, отталкиваясь от трехчленного строения наиболее полных разрезов рудного горизонта (нижняя часть - красные и вишневые бокситы и аллиты, средняя - зеленые бокситы и аллиты, верхняя - глинистые сланцы), выделил (рис 39):

1. Северный тип разреза (участки Структурный, Хойто-Боксон), мощность 4-9 м. От 30 до 50% мощности горизонта приходится на черные углисто-карбонатные сланцы. Вишневые гематит-бемитовые и диаспоровые бокситы распространены весьма ограничено, залегая в основании наиболее полных и мощных разрезов. Зеленые аллиты нередко также выклиниваются. Характерна неустойчивость горизонта по мощности и качеству руды; обильны подводно-оползневые текстуры, косые слойки, примесь терригенного полимиктового материала.

2. Центральный тип разреза (участки Мангат-Гол, Аюшеевский, Промышленный и Табин-Зурта) является наиболее полным, мощным (5 - 15, изредка до 27 м) и представительным. В нем в разных сочетаниях встречаются следующие компоненты: 1) нижний пласт густо-вишневых песчано-гравелитовых брекчиевидных гематит-бемитовых бокситов; 2) вишневые массивные песчано-алевролитовые бокситы и бокситовые породы с редкими тонкими прослоями диаспоритов; 3) вишневые и шоколадные горизонтально и косослоистые бокситовые породы; 4) серые и синевато-зеленовато-серые диаспор-хлоритовые бокситовые породы с вкрапленностью пирита; 5) вишневые и серовато-зеленые слоистые бокситовые породы с пиритом; 6) темно-серые, черные брекчиевидные массивные, сланцеватые бокситовые породы (очень редко - тонкие пропластки боксита) с вкрапленностью и слойками пирита; 7) черные углисто-кварц-слюдистые, углисто-глинисто-слюдистые сланцы с линзами пирита и слойками гипса; темно-серые доломиты.

3. Южный тип разреза (юго-западное окончание месторождения: участки Веселый и Монгол-Дабан), мощность 5-10 м, до 13 м. По набору пород похож на центральный тип разреза, отличаясь локальностью распространения и маломощностью густо-вишневых брекчиевидных гематит-бемитовых бокситов, наличием мощных пластов кварцевых, кварц-железистых песчаников и глиноземистых гематитовых руд (сумма окислов железа до 66-68%). Слоистость горизонтальная параллельная, градационная.

4. Восточный тип разреза (участок Теплый ключ, Анри-Жалга, Ильинский). Характерно редуцированное строение бокситоносного горизонта с сокращением мощности (2-7 м) за счет уменьшения роли черных сланцев и зеленых бокситовых пород. Мощность бокситов также сокращена (обычно не более 1, изредка 1-2 м), пласты бокситов мощностью более 2 м отмечены лишь в отдельных изолированных впадинах, где наблюдаются полные трехкомпонентные разрезы. Внутри горизонта нередки прослои кварцевых песчаников и глинистых сланцев.

5. Юго-Восточный тип разреза (участки Загахани-Эшен и Хоре). Мощность сокращенная (2-5 м), почти нет зеленых аллитов и черных сланцев; бокситы и диаспориты слагают разрозненные маломощные линзы. Заметная роль принадлежит терригенным породам.

Во всех типах разрезов бокситоносного горизонта качество руд примерно одинаковое. В основном они являются низкокачественными (высококремнистые железистые), хотя в отдельных пробах кремниевый модуль достигает 13.

Бокситоносные горизонты, вскрытые при картировочном бурении западнее участка Веселого по мощности и окраске (красно-зеленая) пород близки к южному типу разреза. Однако есть и существенные отличия: не установлены глиноземистые гематитовые руды, кварцевые песчаники, а также брекчиевидные бокситы (западный тип разреза). Налицо явные фациальные изменения разреза.

Бокситоносные горизонты юго-восточного замыкания мульды Хоре (скв. 246 бис, 248 бис) не имеют аналогов среди типов разрезов продуктивных горизонтов разведанной части месторождения. По исключительной роли красноцветных окрасок пород они схожи с восточным и юго-восточным типами разрезов, отличаясь значительными мощностями, сопоставимыми с мощностями разрезов центрального типа. Характерно отсутствие брекчиевидных и иных высококачественных руд, а также терригенных пород на фоне резкого преобладания аллитов и сиаллитов (южно-мульдовый тип разреза).

Предварительно можно наметить некоторые элементы фациального районирования бокситоносных отложений. Достаточно четко обособляется северная часть Боксонского месторождения, где имеется (рис. 39) лишь один выдержанный бокситоносный горизонт (северный тип разреза). Южнее бокситоносных горизонтов, по-видимому, несколько (2-3, не исключено, что кое-где и больше). По материалам, приведенным В.В.Жабиным (1986, с. 67, рис. 15), мощность рудоносного интервала стратиг-

рафического разреза может превышать 200 м. Создается впечатление, что наиболее мощные центральный и южномульдовый типы разрезов бокситоносных горизонтов трассируют долинообразное понижение северо-западного простирания. С северо-востока это понижение обрамляется бокситоносными горизонтами сокращенной мощности, смена типов разрезов которых (юго-восточный-восточный-северный) носит явно закономерный характер (удаление от берега). Последнее доказывается уменьшением роли красноцветных окрасок пород, выклиниванием различных по составу песчаников при одновременном возрастании значения зеленых бокситов и особенно черных углисто-карбонатных сланцев. Юго-западный контур упомянутого долинообразного понижения, возможно, намечают бокситоносные горизонты с западным типом разреза.

Южный тип разреза бокситоносного горизонта можно интерпретировать как одну из фаций долинной котловины, где наметился переход к преобладанию в осадках железистой составляющей. Напомним, что по Н.М.Страхову (1983, с. 177) железные руды по сравнению с бокситами накапливаются несколько дальше от берега. Из предложенной схемы вытекает несколько практически важных выводов, заслуживающих проверки: 1) источник бокситового материала находится к юго-западу от мульды Хоре; 2) разведанная часть Боксонского месторождения представлена в основном дальней зоной выклинивания одного из бокситоносных горизонтов; 3) зона качественных руд находится в мульде Хоре (нельзя исключать мульду Садэ) и практически пока не затронута поисковыми работами (не считая двух пересечений одного из бокситоносных горизонтов). **Возможность выявления промышленных запасов высококачественных бокситов в Боксонском районе вполне реальна.**

В повышении качества дальнейших прогнозных исследований существенную роль играет подбор наиболее подходящей модели обстановки накопления пород бокситоносных горизонтов Боксонского района. Неоднократно высказывавшиеся мнения о существовании специфики бокситонакопления в докембрии практически совершенно не конкретизированы и не выходят за рамки гипотез и идей (Теняков, Ясаманов, 1985, с. 9-11, 25-26). Поэтому представляется целесообразным изложить фактический материал по Боксонскому месторождению, позволяющий составить представление хотя бы о некоторых чертах обстановки осадконакопления.

Принципиально важным представляется уточнение понятия "бокситоносная пачка Боксонского месторождения", в результате которого в качестве последней рассматривается весь комплекс отложений, вмещающих хотя бы единичные, любые по форме и размерам тела (пласты, линзы, гнезда, слойки, трещины) пород с примесью бокситового материала. Основной объем бокситоносной пачки (в принятом понимании) составят отложения верхней части (150-250 м) забитской свиты, непосредственно подстилающие разведанный пласт бокситов. Мелкие обособления пород с примесью бокситовых минералов, изредка отмечаемые в этом интервале, традиционно рассматривались как продукт заполнения глубоких дорудных карстовых трещин и каналов. Универсальность такого объяснения для Боксонского месторождения, где по данным разведки карст развит слабо и неповсеместно (Ильина, 1958, с. 280, Жабин, Бгатов, 1986, с. 59), представляется сомнительной. Кстати, Ю.С.Тарасов обратил внимание, что многие узкие каналы и трещины в подбокситовых доломитах имеют гладкие шлифованные стенки и направление, перпендикулярное простиранию биогермных построек. Эти особенности подрудного рельефа были объяснены как результат прорезания и обработки горизонтальными водными потоками в зоне прибойных волн. Ю.С.Тарасов совершенно справедливо подчеркнул, что при карстовых процессах нисходящие воды обычно создают очень разнообразные причудливые углубления с изъеденными, ребристыми, шероховатыми поверхностями.

По совместным наблюдениям автора, В.П.Приходько и П.А.Хлыстова, бокситоносная пачка Боксонского месторождения сложена (рис. 40) линзующимися телами светло-серых, часто горизонтально-тонкослоистых, иногда столбчато-строматолитовых доломитов и плохосортированных доломитовых брекчий и конгломератов с глыбами до 0,6 м диаметром. Соотношение между доломитами и конгломератобрекчиями неустойчивое при преобладании доломитов. Представляется, что в описаниях разведочных выработок и месторождения в целом роль карбонатных обломочных образований резко занижена, хотя их присутствие отмечается всеми исследователями (Горецкий, 1960, с. 94-97). Как правило, карбонатные обломочные породы фиксировались только при наличии железисто-глинистых примесей в цементе, подчеркивающими обломочную структуру. При близком составе цемента и обломков контуры последних, особенно в керне скважин, видны очень плохо и такие породы часто описывались как обычные доломиты. Бокситовый материал в виде примазок, мелких гнезд и линз длиной сантиметры - первые метры повсеместно отмечается по всему разрезу рудоносной пачки. В некоторых линзах бокситовые породы характеризуются четко выраженной слоистостью, что является серьезным аргументом против интерпретации этих пород как карстовых образований, по трещинам проникавшим на десятки метров ниже уровня якобы синхронного им пласта бокситов. Приведенные данные свидетельствуют в пользу **многоактного** поступления рудного вещества в течение всего времени накопления пород бокситоносной пачки Боксонского месторождения. Количество и размеры линз, гнезд (и пластов?) высокоглиноземистых пород вверх по разрезу заметно увеличиваются. Почти все они вмещаются карбонатными обломочными образованиями, тяготея то к основанию, то к кровле, реже к сре-

дней части стратифицированных тел доломитовых конглобрекчий. Разведанный бокситоносный горизонт находится в верхней части продуктивной пачки.

Для предварительного установления некоторых геохимических особенностей пород разведанного бокситоносного горизонта нами сделана попытка определить характер корреляционных связей в аллитах и бокситах между парами основных окислов (табл. 4). Анализ проведен на ЭВМ "Наири-С", оператор В.Д.Куватова (ПГО "Бурятгеология"). Корректность выборок проконтролирована корреляционным анализом по отдельным скважинам и разновидностям пород с последующим объединением однотипных материалов. Для сравнения приведены аналогичные коэффициенты для "хужиртайских бокситовых брекчий" и гематитовых кварцитов Яматинского месторождения.

Анализ коэффициентов корреляции для пар основных окислов (табл. 4) показывает:

1. Связь между содержанием глинозема и кремниевым модулем, т.е. качеством бокситов, обычно не устанавливается. Существование постоянной четко, иногда почти функционально выраженной отрицательной связи между содержаниями кремнезема и кремниевым модулем свидетельствует, что наиболее важное значение для расшифровки условий локализации **высококачественных**

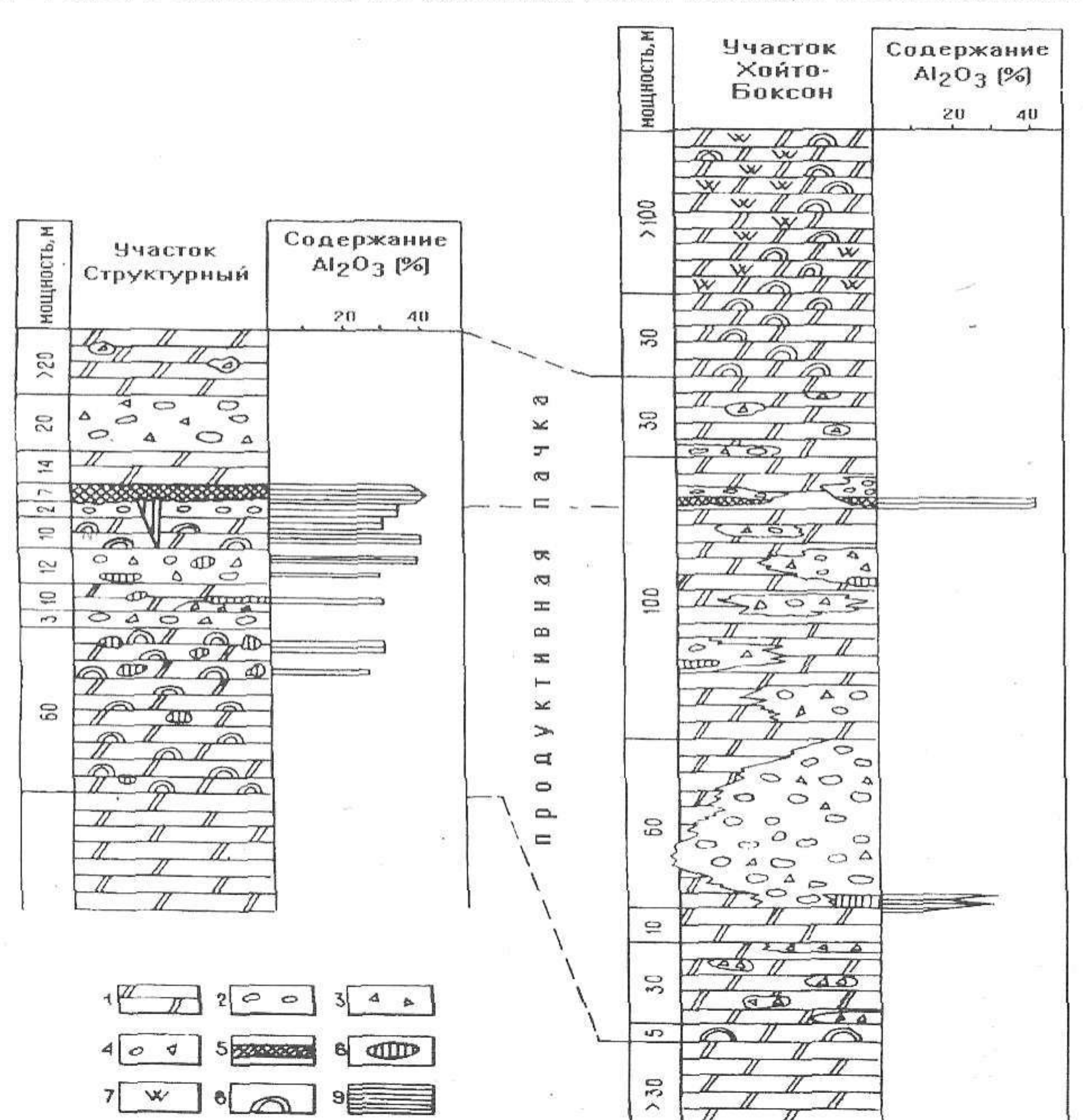


Рис. 40. Строение продуктивной пачки Боксонского месторождения бокситов. Составили Ю.П.Бутов, В.П.Приходько, П.А.Хлыстов, 1972 г.

1 - доломиты светло-серые и серые; 2-4 - доломитовые конгломераты (2), брекчии (3) и конглобрекчии (4); 5 - бокситы (разведанный пласт); 6 - мелкие линзы и гнезда бокситов, аллитов и сиаллитов; 7 - послойное окремнение; 8 - пластовые строматолиты; 9 - содержание глинозема

бокситов имеет установление форм миграции и обстановки осаждения кремнистой составляющей, а также поведение кремнезема в процессе диагенеза.

2. Нередко фиксируемая отрицательная связь между содержаниями глинозема, кремнезема и трехокиси железа, по-видимому, отражает существование механизма обособления этих окислов при седиментации.

3. Пара глинозем - двуокись титана, вопреки широко распространенным взглядам, характеризуется **отсутствием** даже слабо выраженных связей.

Строго говоря, эти выводы являются предварительными, т.к. математической обработке подверглось только около 5% имеющихся химанализов. Однако совершенно очевидно, что использование ЭВМ дало возможность получить дополнительную информацию, заслуживающую внимания.

Интересные результаты получены В.В.Левицким и В.П.Приходько (Бурятское геологическое управление), которые по материалам разведки центральной части месторождения провели геометризацию рудных тел с кремниевым модулем более 2,6 и 4,0. Обнаружилось, что последние образуют **лентообразные** участки, ориентированные под углом к выходу бокситоносного горизонта на дневную поверхность. Таким образом наметилась возможность расшифровки структуры месторождения как полосовидной, пересекающей в общем параллельные берегу фациальные зоны карбонатного осадконакопления. С этих позиций типизация разрезов бокситоносного горизонта по Ю.С.Тарасову отражает, скорее всего, не столько зональность осадконакопления, сколько множественность и определенную обособленность путей поступления рудного вещества.

При интерпретации условий образования боксонских бокситов наиболее принципиальное значение имеет связь бокситообразования с грубообломочными плохосортированными карбонатными брекчиями и конгломератобрекчиями, которые нами интерпретируются как пролювиальные конуса выноса скального побережья. Важными диагностическими признаками являются относительно ровная поверхность дорудного рельефа с крайне локальным развитием карста; наличие промоин и каналов с гладкими шлифованными стенками; широкое развитие зеленых бокситов.

Образование боксонских бокситов рассматривается, вслед за К.Ф.Терентьевой и В.В.Жабиным (1986), как результат развития и размыва глиноземной коры латеритного типа. Отличия наших представлений сводятся к следующим положениям. Во-первых, формирование упомянутой коры происходило, скорее всего, не "...в условиях слабо всхолмленного рельефа" (Жабин, Бгатов, 1986, с.78), а на приподнятом (первые сотни метров) и расчлененном прибрежном плато. Во-вторых, эпоха формирования латеритной коры была длительной, соответствуя времени накопления всей рудоносной пачки Боксонского месторождения (в предложенном нами понимании) мощностью до 150-250 м, а не только разведанного бокситоносного горизонта мощностью 5-30 м. В-третьих, на формы переноса основных окислов, вероятно, существенное влияние оказывали интенсивность и кислотность дождей. Основной объем дождей был, скорее всего, умеренным и приводил только к промыву коры химического выветривания с выносом вещества в основном в виде истинных и коллоидных растворов, подчиненно - мути. Геологическая судьба этих растворов неясна. Появление карманов, линз, а тем более промышленных тел бокситов мы склонны связывать с наиболее катастрофическими дождями, эпизодически, хотя и неоднократно, происходившими во время накопления рудоносной пачки. Грязекаменные потоки "сбрасывали" в прибрежное мелководье огромное количество обломочного материала разрушенной латеритной коры выветривания и существенно железистых коллоидов. Одновременно на обрывистых склонах карбонатного плато в значительных масштабах провоцировались обвально-оползневые явления с образованием шлейфов карбонатных грубообломочных брекчий. Разведанный бокситоносный горизонт Боксонского месторождения, по-видимому, представляет серию сближенных конусов выноса, отражающих существование нескольких временных водотоков , разделявшихся пространственно. Основная часть отложений конусов выноса представлена покровными осадками при подчиненном развитии собственно русловых образований. При примыкании конусов выноса друг к другу они образуют в разрезе доломитовой формации единый протяженный рудоносный горизонт. Быстрое захоронение осадков обусловило сохранение первично красноцветной окраски в нижней части бокситоносного горизонта. Индикатором ведущей роли морской (сильно опресненной наземными водотоками) обстановки седиментации являются зеленые бокситы и аллиты, слагающие не менее четверти продуктивного горизонта. Для сравнения отметим, что в североуральских бокситовых месторождениях количество зеленых бокситов не превышает 10%. Относительная выдержанность мощности бокситоносного горизонта объясняется разравнивающим воздействием морских волн. В целом имеющиеся материалы хорошо укладываются в принятую модель формирования разведанной части Боксонского месторождения на некотором удалении от береговой линии, т.е. в пределах **дальней** зоны выклинивания бокситоносного горизонта.

Предложенная интерпретация обстановки накопления боксонских бокситовых пород не имеет сколько-нибудь существенных отличий от типичной для фанерозойного накопления (Теняков, Ясаманов, 1985, с. 149-165, 176-182). Другими словами, не установлено никаких четких признаков специфики бокситонакопления в венде. Затруднения, возникавшие у наших предшественников при обсуж-

Таблица 4

Коэффициенты корреляции для пар основных окислов бокситов и аллитов Боксонского месторождения, хужиртайских боксито-карбонатных брекчий и гематитовых кварцитов Яматинского месторождения

№ выборок*	Породы	Кол-во проб	Пары основных окислов (в скобках - значения отношения преобразователя Фишера к стандартному отклонению Фишера)														
			Al_2O_3 SiO_2	Al_2O_3 Fe_2O_3	Al_2O_3 TiO_2	Al_2O_3 п.п.п.	Al_2O_3 модуль	SiO_2 Fe_2O_3	SiO_2 TiO_2	SiO_2 п.п.п.	SiO_2 модуль	Fe_2O_3 TiO_2	Fe_2O_3 п.п.п.	Fe_2O_3 модуль	TiO_2 п.п.п.	TiO_2 модуль	п.п.п. модуль
1	бокситы	61	0,16 (1,3)	-0,89 (-10,8)	0,01 (0,1)	0,63 (5,7)	0,13 (1)	-0,52 (-4,4)	-0,15 (-1,1)	0,07 (0,5)	-0,89 (-11)	-0,08 (-0,2)	-0,72 (-7)	0,23 (1,8)	-0,05 (-0,4)	0,22 (1,7)	0,10 (0,8)
2	аллиты с бокситами	73	-0,67 (-6,7)	0,11 (1)	0,18 (1,5)	0,53 (5)	н.о**	-0,75 (-8)	-0,13 (-1,1)	-0,36 (-3)	н/о	-0,10 (-0,8)	-0,12 (-1)	н/о	0,33 (3)	н/о	н/о
3	-"-	38	-0,67 (-4,8)	0,17 (1)	0,04 (0,2)	0,23 (1,4)	0,68 (4,9)	-0,75 (-5,7)	-0,07 (-0,4)	-0,30 (-1,8)	-0,92 (-9,3)	0,06 (0,3)	-0,03 (-0,2)	0,68 (4,9)	-0,16 (-1)	0,07 (0,4)	0,21 (1,3)
4	-"-	23	-0,55 (-2,8)	-0,13 (-0,6)	н/о	0,23 (1,1)	0,40 (1,9)	-0,08 (-0,4)	н/о	-0,06 (-0,3)	-0,85 (-5,7)	н/о	0,26 (1,2)	-0,25 (-1,1)	н/о	н/о	-0,14 (-0,6)
5	аллиты	84	-0,40 (-3,8)	-0,43 (-4,2)	-0,01 (-0,1)	0,37 (3,4)	н/о	-0,58 (-6)	0,06 (0,5)	-0,22 (-2)	н/о	-0,07 (-0,6)	-0,23 (-2,1)	н/о	-0,35 (-3,2)	н/о	н/о
6	-"-	38	0,14 (0,8)	-0,75 (-5,8)	0,05 (0,3)	0,29 (1,9)	0,57 (3,8)	-0,57 (-3,8)	-0,13 (-0,8)	-0,21 (1,2)	-0,68 (-4,9)	-0,06 (-0,4)	-0,44 (-2,8)	-0,08 (-0,5)	-0,05 (-0,3)	0,05 (0,3)	0,40 (2,5)
7	аллиты	44	-0,13 (-0,8)	-0,08 (-0,5)	н/о	-0,11 (-0,7)	0,35 (2,2)	-0,81 (-7)	н/о	0,35 (2,2)	-0,83 (-7,4)	н/о	-0,23 (-1,5)	0,65 (4,6)	н/о	н/о	-0,29 (-1,9)
8	хужиртайские брекчии	10	0,84 (3,2)	0,84 (3,2)	н/о	-0,99 (-6,7)	0,04 (0,1)	0,47 (1,3)	н/о	-0,87 (-3,5)	-3,8 (-1)	н/о	-0,83 (3,2)	0,27 (0,7)	н/о	н/о	0,05 (0,1)
9	гематитовые руды	29	0,24 (1,2)	-0,33 (-1,7)	0,12 (0,6)	0,09 (0,2)	н/о	-0,97 (-10,6)	0,15 (0,8)	0,12 (0,6)	н/о	-0,21 (-1,1)	-0,23 (-1,1)	н/о	0,26 (1,3)	н/о	н/о

Примечание. * Выборки 1-7 - Боксонское месторождение бокситов, участки: 1 -Табин-Зурта (с-13, 44, 81, 84, 87, 88, 89, 91, 93, 100, 111, 113, 121, 122, ш-45); 2 - Табин-Зурта (с-88, 89, 91, 93); 3 - Табин-Зурта (с-44, 122); 4 - Структурный (к-807, 810, 825); 5 - Табин-Зурта (с-48, 105, 106, 107); 6 - Табин-Зурта (с-48, 97); 7 - Структурный (к-801, 803, 830, 837); 8 - реки Забит, Сархой; 9 - реки Ямата; **н/о - не определялся.

дении проблемы качественных руд, обусловлены в основном неправомочными сопоставлениями разведанной части Боксонского месторождения, представленной продольным разрезом зоны дальнего выклинивания бокситоносного горизонта, с полным фациальным профилем однотипных месторождений. Конечно, при дальнейшем изучении Боксонского месторождения могут быть установлены некоторые особенности, связанные с эволюцией бокситонакопления, но нет оснований ожидать, что они будут иметь принципиальный характер. Нынешний этап исследований представляется переломным в оценке Боксонского месторождения. После прекращения его разведки сложилось и долгое время господствовало мнение, что достаточно удовлетворительная изученность месторождения не дает серьезных надежд на выявление промышленных запасов высококачественных бокситов. Сейчас вскрылось, что изученность месторождения и района, наоборот, совершенно недостаточная и это является главной причиной, не позволяющей конкретизировать практическую значимость месторождения.

Осознание реальной ситуации однозначно определяет оценку Боксонского месторождения как потенциально высокоперспективного, но очень слабо изученного объекта, интенсивное опоискование которого необходимо незамедлительно возобновить. При этом следует учитывать, что уже в обозримом будущем прагматический интерес представят не только богатые руды, но и низкокачественные, значительные запасы которых успели разведать. В последние годы работами ВИМСа (Б.Н.Одокий) показана принципиальная возможность безотходной переработки электротермическим способом низкокачественных боксонских руд с получением глинозема, чугуна (ферросилиция) и цемента. Надежды на создание в Восточном Саяне новой комплексной (алюминий-железо-фосфор) сырьевой базы общегосударственного значения вполне корректны.

Анализ материалов по Боксонскому месторождению позволяет понять причину возникновения противоречия между оптимистической оценкой перспектив палеозоид СБГО на осадочные полезные ископаемые (бокситы, фосфориты, железные и марганцевые руды), венчающей все минерагенические обобщения (см. ссылки в начале главы), и крайне низкой эффективностью поисковых работ последнего десятилетия. По нашему мнению, прогнозы в целом являются вполне доброкачественными, так как опираются в основном на формационные критерии; их детальность соответствует имеющимся фактическим материалам, в общем отвечая уровню среднемасштабного геологического картирования. Именно на этом уровне до сих пор изучаются осадочные образования, так как переход к геологической съемке масштаба 1:50 000 отразился в основном в сгущении сети маршрутов без существенного повышения детальности и качества наблюдений. С другой стороны, апробация прогнозов продолжает производиться до предела удешевленным комплексом поисковых работ, использовавшимся при выявлении легко обнаруживаемых месторождений, фонд которых на территории СБГО сейчас практически исчерпан. На наш взгляд, необходим коренной пересмотр подходов к оценке потенциала осадочной рудоносности палеозоид СБГО. Широко распространенные представления о хорошей опоискованности региона и о выявлении практически всех крупных месторождений осадочного генезиса, имеющихся на его территории, явно несоответствуют совершенно недостаточной геологической изученности перспективных площадей. По существу изучение осадочной рудоносности региона только началось и на настоящем этапе просто невозможно конкретизировать его потенциал, раскрыть который пока удалось, по-видимому, в весьма скромной мере. Длительная бесплодность поисковых работ порождена не геологическими факторами. Причина иная: ставка на дешевые поиски полностью себя исчерпала. Дальнейшее наращивание сырьевой базы требует перехода на качественно более высокий уровень геологических работ с упором на полное вскрытие литолого-стратиграфических разрезов и глубинные исследования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное обобщение новейших материалов по палеозойским осадочным образованиям СБГО (в пределах Бурятии) очерчивает исходные позиции и некоторые важнейшие направления дальнейших исследований, в том числе предстоящего составления нового варианта государственных среднемасштабных геологических карт региона. Наиболее принципиальное значение имеет происходящий радикальный пересмотр вещественных объемов верхнепротерозойского, палеозойского и отчасти мезозойского структурных этажей. В результате находок палеозойской биоты из состава верхнепротерозойского структурного этажа почти полностью вычленены стратифицированные и интрузивные образования, на интерпретации обстановок формирования которых базировались реконструкции байкальского тектонического этапа. Доказано, что в геологическом строении региона главная роль принадлежит палеозойским отложениям и огромным гранитоидным батолитам, прорывающим их. Заложена основа для совершенно новой концепции геологического строения и геологической истории СБГО.

Резкое увеличение массива палеонтологических данных подтвердило чешуйчато-покровный характер тектоники региона, вскрыв, что практически все геологические разрезы, рассматривавшиеся ранее в качестве эталонных, являются пакетами тектонических пластин. Первоначальная стратиграфическая последовательность палеозойского разреза не сохранилась полностью ни на одном из

участков СБГО. Стратифицированные толщи венда-палеозоя группируются в четыре главных комплекса: существенно карбонатный (V-O_1?), флишоидно-терригенный (V-D?), вулканогенный морской (V-$Є_1$) и вулканогенный континентальный (C_3-P). Последний с размывом и угловым несогласием перекрывает более древние породы. Соотношения между остальными комплексами дискуссионны. Для получения целостных представлений по стратиграфии палеозоя СБГО впервые использована модель стратиграфии, разработанная на материалах наиболее хорошо изученных ключевых участков с использованием допущений, принимаемых в качестве постулатов. Основными принятыми постулатами являются: 1) предположение об однотипности геологического строения и геологической истории всей рассматриваемой территории; 2) непрерывность стратиграфической последовательности от рифея до середины карбона. Весь фактический материал по палеозою СБГО хорошо вписывается в упомянутую модель стратиграфии, что позволяет использовать ее в качестве идейной основы при разработке опорной легенды к новым государственным среднемасштабным геологическим картам.

Существенный прогресс достигнут в расшифровке сущности венд-кембрийской карбонатной надформации, используемой в качестве одного из основных индикаторов тектонического режима во всех предложенных концепциях геологического развития СБГО. Впервые упомянутая надформация трактуется как прерывистый геологический объект, объем которого определяется суммой тел разрозненных крупных морских палеобанок типа Малой Багамской. В эталонном описании наиболее полно сохранившейся Боксон-Орликской палеобанки (Восточный Саян) впервые выделены аналоги всех трех основных фациальных поясов современной общей модели карбонатного осадконакопления (Уилсон, 1980): отмельно-барьерной зоны (Сархой-Урикское междуречье), склона палеобанки (Хайт-Бельское междуречье) и сравнительно глубоководной впадины у подошвы карбонатного склона (окрестности пос.Орлик). Выходы пород венд-кембрийской карбонатной надформации на остальной территории СБГО сопоставлены с различными частями эталонной модели. Наиболее представительны материалы по передовому склону карбонатных построек (бассейны рек Бирамьи, Бамбуйки, Киляны, Коокты, Ямбуя). Обширными полями представлены отложения барьерно-отмельной зоны (Ильчирская структурно-формационная зона Восточного Саяна, Чина-Талой-Мало-Амалатское междуречье, бассейн р. Уакит, южная оконечность Икатского хребта). Флишоидные карбонатные впадинные фации широко распространены в центральной части Икатского хребта.

Флишоидные пояса, установленные в составе венд-кембрийской карбонатной надформации, являются надежными показателями активного тектонического режима, расчлененного рельефа морского дна, наличия участков с большими глубинами и обильным поступлением рыхлого терригенного материала карбонатного состава (в результате разрушения органогенных построек), так как отсутствие одного из этих условий исключает флишеобразование. На море с обширными глубоководными участками указывает также выявление в Восточном Саяне крупных месторождений пластовых фосфоритов, которые образуются только при существовании **глубоководной** циркуляции водных масс. Значительная расчлененность рельефа морского дна подтверждается реконструкциями обстановок накопления синхронных вулканогенных толщ (Васильев, 1977). Грандиозные масштабы карбонатной седиментации в СБГО, а также на Сибирской платформе и некоторых обрамляющих ее территориях, обусловлены не стабилизацией земной коры, а резким сокращением в результате трансгрессии моря областей денудации и, как следствие, объема терригенных осадков. Другой причиной были исключительно благоприятные климато-палеогеографические факторы (расположение в экваториальной области, наличие мелководных участков с прозрачными и теплыми водами).

Анализ совокупности осадочных и петрологических индикаторов тектонической эволюции региона привел к выводу, что усиленно пропагандируемая модель геологического развития СБГО как краевой части раннепалеозойского океанического бассейна, где происходили крупные горизонтальные перемещения, нуждается в дополнительном и более конкретном обосновании. Выдвинута альтернативная концепция домезозойской геологической истории СБГО, по которой ее территория с начала рифея находилась в краевой части Северо-Азиатского кратона. Геологическое развитие региона в рифее и первой половине палеозоя происходило в рамках одного геотектонического цикла огромной продолжительности (около 1,5 млрд.лет). Намечены три основные стадии геологического развития, последовательно сменявшие друг друга: платформенная? (начало рифея), рифтогенная (рифей-венд) и миогеосинклинальная (кембрий?-середина карбона?). Завершающие фазы первых двух стадий проходили под знаком усиления нисходящих тектонических движений и венчались не замыканием соответствующих структур, а их преобразованием в более подвижные (и обширные). Предложенная модель представляет собой пример миогеосинклинальной линии развития деструкционных областей континентальной коры. Некоторые противоречия наших построений отдельным петрологическим индикаторам, возможно,отражают недостаточную изученность и неполноту ряда тектонотипов последних.

При оценке перспектив палеозоя СБГО на осадочные полезные ископаемые использован качественно новый подход. Показано существование пределов конкретизации прогнозирования ввиду значительной роли случайных факторов во временной и пространственной локализации осадочного рудогенеза. В большинстве случаев конкретизация рудоносности перспективных площадей возможна

лишь путем прямых поисков. Прогнозные оценки должны отражать детальность и достоверность опоискования и выражаются через вероятность выявления месторождений различных масштабов.

Подтверждена перспективность на аллофильный комплекс осадочных полезных ископаемых (бокситы, гематитовые руды, основные запасы фосфоритов) крупных полей отмельно-барьерной градации доломитовой формации в Бурятском Восточном Саяне (Сархой-Урикское междуречье, левобережье Китоя, Ильчирская котловина, бассейн р.Шумак), Морском, Баргузинском и южной части Икатского хребтов; в окрестностях пос. Багдарин (Витимское плоскогорье) и в бассейне р. Уакит (Южно-Муйский хребет). Опоискованность всех перечисленных площадей оценена как недостаточная. Остальные выходы отложений отмельно-барьерной зоны слишком незначительны по размерам, чтобы вмещать хотя бы средние по запасам месторождения. Аргументирован основной путь к наращиванию сырьевой базы Восточно-Саянского фосфоритоносного бассейна через переход к глубинному изучению перспективных площадей, в первую очередь, Урик-Ухагольского междуречья. В Боксонском бокситоносном районе прогнозируется возможность выявления зоны качественных руд.

С каждым годом становится яснее, что мы стоим в самом начале (а не в конце) колоссальной работы по раскрытию важнейших закономерностей геологического строения Саяно-Байкальской горной области.

ЛИТЕРАТУРА

АЙНЕМЕР А.И. Элементарные породные ассоциации (парагенерации) как однородные геологические совокупности и математическое моделирование процессов их образования // Геологические формации (материалы к совещанию). Л.: ВСЕГЕИ, 1968. С. 29-32.

АКТАНОВ В.И., ДОРОНИНА Н.А., ПОСОХОВ В.Ф. и др. К вопросу о структуре и возрасте Гарганской глыбы (ЮВ Саян) // Структурный анализ кристаллических комплексов (Тез.докл. IV Всероссийской школы, 12-16 мая 1992 г.). Иркутск, 1992. С. 89-90.

АЛЕКСЕЕВ В.И. Микрофитолиты верхнего докембрия Саяно-Байкальской горной области // Проблема возраста геологических образований Юга Восточной Сибири и пути ее решения с целью создания легенд к государственным геологическим картам. Иркутск: Вост-СибНИИГГиМС, 1980. С. 113-114.

АЛТУХОВ Е.Н. Докембрийская тектоника и металлогеническая зональность Центр. Азии. М.: Недра, 1980. 224 с.

АМАНТОВ В.А. Нижнекаменноугольные отложения бассейна нижнего течения р. Онона (Восточное Забайкалье) // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1960. N38. С. 3-9.

АМАНТОВ В.А., БОГУСЛАВСКИЙ И.С., ВЕРБИЦКАЯ Н.Т. Первая находка вулканитов нижней перми в Зап.Забайкалье // Советская геология. 1980. N5. С. 56-58.

АНАТОЛЬЕВА А.И. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1972. 348 с.

АНДРЕЕВА Е.М. Девонские спорово-пыльцевые комплексы СССР // Тр. ВСЕГЕИ. 1966. Вып.141:Палеопалинология, т.II. С. 33-50.

АРСЕНТЬВ В.П. Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Китоя, Урика, Онота // Объяснительная записка к Геологической карте СССР. Л.: Недра, 1960 а.

АРСЕНТЬЕВ В.П. Краткий очерк тектоники юго-восточной части Восточного Саяна // Тр.Бур.компл.НИИ СО АН СССР. Сер.геол. -геогр. Улан-Удэ, 1960 б. Вып.2. С. 39-50.

АРСЕНТЬЕВ В.П. О поперечных структурах, расположенных по биссекторам складчатых и островных дуг // Геотектоника. 1966. N6. С. 94-99.

АРСЕНТЬЕВ В.П., ВОЛКОЛАКОВ Ф.К. Протерозойские и кембрийские отложения Восточного Саяна // Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т.35, ч.I. С. 69-88, 135-147.

АРТЮШКОВ Е.В., БЕЭР М.А. Геодинамика и развитие континентальной коры // Геодинамика и развитие тектоносферы (Тез.докл. XXIII Всесоюзного тектонического совещания). М.:Ротапринт ГИН, 1990. С. 4-6.

БАБУРИН Л.М. О некоторых палеогеографических условиях осадконакопления в верхнем протерозое Северного Прибайкалья // Тр. Бур. компл. НИИ СО АН СССР. Сер.геол. Улан-Удэ, 1964. Вып. 15: Стратиграфия и магматизм Западного Забайкалья. С. 11-16.

БАЖИН Ю.М., ДАРИЖАПОВ А.Д. Марганценосные нижнепалеозойские отложения Северо-Байкальского нагорья // Тр. БФ СО АН СССР. Сер. геол. Улан-Удэ, 1970. Вып. 2(10): Рудоносность и структуры рудных месторождений БурАССР. С. 3-18.

БАЗИЛЕВСКИЙ А.Т. О тектонике Венеры // Бюлл. МОИП. Отдел геол. 1990. Т.65. Вып.2. С. 3-16.

БЕЛИЧЕНКО В.Г. Об условиях накопления марганценосных осадков в верхнем протерозое Баргузино-Витимского междуречья // Тр.Вост.-Сиб. ГИН СО АН СССР. Сер.геол. Иркутск, 1960. Вып. 1: Матер.по геол.рудн.месторожд.Зап.Забайкалья.

БЕЛИЧЕНКО В.Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М.: Наука, 1969. 207 с.

БЕЛИЧЕНКО В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 133 с.

БЕЛИЧЕНКО В.Г. Каледониды Байкальской горной области и сопредельных районов Центрально-Азиатского складчатого пояса: Автореф. дис. на соиск. уч.ст. д-ра геол.-мин. наук. ИЗК СО АН СССР. Иркутск, 1979. 45 с.

БЕЛИЧЕНКО В.Г. Ранние или полные каледониды Саяно-Байкальской горной области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. N 1. С. 68-75.

БЕЛИЧЕНКО В.Г., ШАФЕЕВ А.А., ХРЕНОВ П.М. Новые данные о стратиграфическом положении зунмуринской свиты (Зап. Забайкалье) // Геология и геофизика. 1966. N9. С. 130-133.

БЕЛИЧЕНКО В.Г., БООС Р.Г. Метаморфическая серия Тункинских гольцов (Восточный Саян) // Проблемы стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири. М.: Наука, 1986а. С. 5-21.

БЕЛИЧЕНКО В.Г., БУТОВ Ю.П., БООС Р.Г. и др. Структурноформационное районирование палеозоид юго-восточной части Восточного Саяна // Эндогенные процессы и оруденение в Забайкалье. Улан-Удэ: БФ СО АН СССР, 1986б. С. 59-69.

БЕЛИЧЕНКО В.Г., БООС Р.Г. Боксон - Хубсугул - Дзабханский микроконтинент в структуре Центрально-Азиатских палеозоид // Геология и геофизика. 1988а. N2. С. 20-28.

БЕЛИЧЕНКО В.Г., БООС Р.Г. Эволюция земной коры южного складчатого обрамления Сибирской платформы в палеозое // Эволюция земной коры в докембрии и палеозое. Саяно-Байкальская горная область. Новосибирск: Наука, 1988б. С. 91-126.

БЕЛОУСОВ В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.

БЕРГЕР М.Г. Принципы выделения и классификации геологических формаций и соотношение их с фациями // Геологические формации (материалы к совещанию). Л.: ВСЕГЕИ, 1968. С. 57-59.

БИБИКОВА Е.В., КАРПЕНКО С.Ф. и др. U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С.170-183.

БООС Р.Г. Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1991. 143 с.

БОРИСЯК А.А. Геологический очерк Сибири. 1923. 148 с.

БОРИСЯК А.А. Тектоника Азии // Природа. 1927. N4. 12 с.

БОРУКАЕВ Ч.Б., БАШАРИН А.К. и др. Тектоническая эволюция земной коры Сибири // Геология и геофизика. 1992. N4. С. 3-9.
БУЛГАТОВ А.Н. Тектонотип байкалид. Новосибирск: Наука, 1983. 193 с.
БУТОВ Ю.П. К вопросу об особенностях байкальского и каледонского тектонических этапов развития Саяно-Байкальского нагорья (в пределах БурАССР) // Матер. к геол.конфер., посвящ.50- летию Сов. госуд. и 10-летию Бургеолуправления. БГУ и Бур.фил. СО АН СССР. Улан-Удэ, 1967а. С. 144-149.
БУТОВ Ю.П. К описанию стратотипов витимканской серии верхнего протерозоя - нижнего палеозоя // Матер. по геол. и полезн. ископ. БурАССР. Улан-Удэ, 1967б. Вып.XI. С. 3-8.
БУТОВ Ю.П. Нижнепалеозойские осадочные и вулканогенноосадочные формации северо-западной части Витимского плоскогорья: Автореф. дис. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Иркут.гос.ун-т. Бабушкин, 1968. 24 с.
БУТОВ Ю.П. Находки кембрийской фауны в центральной части Витимского плоскогорья (Зап. Забайкалье) // Доклады АН СССР. Сер. геол. 1972а. Т.204. N2. С. 151-154.
БУТОВ Ю.П. Находки кембрийской фауны в центральной части Южно-Муйского хребта (Зап. Забайкалье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972б. N11. С. 151-153.
БУТОВ Ю.П. К вопросу о принципах и методах классификации осадочных формаций // Сов.геология. 1972в. N2. С. 31-40.
БУТОВ Ю.П. Оценка перспектив фосфоритоносности высокогорных районов Бурятии геохимическими методами // Повышение эффективности геохимических поисков на территории притрассовой полосы БАМ. Улан-Удэ. Бур.фил.СО АН СССР и БГУ, 1977. С.79-80.
БУТОВ Ю.П. Находки палеозойской фауны в окинской свите (Вост. Саян) // Доклады АН СССР. Сер. геол. 1980 а. Т.252. N1. С. 167-170.
БУТОВ Ю.П. Монгошинская свита и проблема нижней границы каледонид Восточного Саяна // Проблема возраста геологических образований юга Восточной Сибири и пути ее решения с целью создания легенд к государственным геологическим картам. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1980б. С. 112-113.
БУТОВ Ю.П. Некоторые проблемы домезозойской стратиграфии Саяно-Байкальской горной области. Статья 1. Кризис традиционной схемы стратиграфии // Бюлл. МОИП. Отдел геол. 1985. Т.60. Вып.6. С. 40-53.
БУТОВ Ю.П. Некоторые проблемы домезозойской стратиграфии Саяно-Байкальской горной области. Статья 2. Новые данные о возрасте домезозойских толщ // Бюлл. МОИП. Отдел геол. 1986. Т. 61. Вып.2. С. 91-104.
БУТОВ Ю.П. Некоторые проблемы домезозойской геологической истории Саяно-Байкальской горной области // Геотектоника. 1988. N5. С. 55-65.
БУТОВ Ю.П. Основные особенности флишоидных формаций палеозоид Саяно-Байкальской горной области // Флиш и флишоидные комплексы различных структурных зон земной коры (Формации и геоминералогия). М.: Ротапринт ГИН, 1990. С. 21-22.
БУТОВ Ю.П., ВОЛКОЛАКОВ Ф.К., ИВОЙЛОВ Ю.А. Палеогеография территории БурАССР в кембрии // Тр.БКНИИ СО АН СССР. Сер.геол. Вып.21: Вопросы тектоники Бурятской АССР и отдельных территорий. Улан-Удэ, 1986. С. 19-39.
БУТОВ Ю.П., ДАЛМАТОВ Б.А., ЗЕЛЕНЫЙ Э.Н. и др. К стратиграфии кембрийских отложений Еравнинского рудного района (Зап. Забайкалье) // Матер. по геол. и полезным ископаемым БурАССР. Улан-Удэ, 1969а. Вып.XII. С. 55-62.
БУТОВ Ю.П., ВОЛКОЛАКОВ Ф.К., ПРИХОДЬКО В.П. Литология и перспективы бокситоносности кембрийских(?) карбонатных толщ Талой-Амалатского междуречья // Матер.по геол. и полезн. ископаемым БурАССР. Улан-Удэ, 1969б. Вып.XII. С. 87-97.
БУТОВ Ю.П., ДАЛМАТОВ Б.А. Находки кембрийской фауны в юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика. 1977. N10. С. 128-132.
БУТОВ Ю.П., ДАЛМАТОВ Б.А., ВОРОНЦОВА Г.А. К стратиграфии верхнего докембрия - кембрия Вост.Саяна // Сов.геология. 1979. N6. С. 44-56.
БУТОВ Ю.П., КОКУНИН В.В. Новые данные о фосфоритоносности позднего докембрия - кембрия Восточного Саяна // Сов.геология. 1980. N2. С. 53-59.
БУТОВ Ю.П., МОРОЗОВА И.П. Находки палеозойской фауны в сархойской свите (Вост. Саян) // Доклады АН СССР. Сер. геол. 1982. Т.267. N1. С. 153-156.
БУТОВ Ю.П., ДАЛМАТОВ Б.А. Боксонская серия. Мангатгольская свита // Геология и рудоносность Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1988. С. 29-51.
БУТОВ Ю.П., КОНСТАНТИНОВА К.К. Бокситы (Боксонское месторождение // Геология и рудоносность Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1989. С. 69-88.
БУТОВ Ю.П., РОЩЕКТАЕВ П.А. Железные руды // Геология и рудоносность Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1989. С. 101-110.
БУЯКАЙТЕ М.И., КУЗЬМИЧЕВ А.Б., СОКОЛОВ Д.Д. 718 млн. - эрохрона сархойской серии Восточного Саяна // Доклады АН СССР. Сер. геол. 1989. Т.309. N1. С. 150-154.
ВАСИЛЬЕВ Е.П., РЕЗНИЦКИЙ Л.З., ВИШНЯКОВ В.Н., НЕКРАСОВА Е.А. Слюдянский кристаллический комплекс. Новосибирск: Наука, 1981. 198 с.
ВАСИЛЬЕВ И.Л. Геология Еравнинского рудного поля (стратиграфия, фации осадков и палеогеография). Новосибирск: Наука, 1977. 126 с.
ВАСИЛЬЧЕНКО В.В. Геология и металлогения центральной части Витимского плоскогорья (Ципикан-Икат-Б.Амалатского междуречья): Автореф. дис. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР. Новосибирск, 1973. 27 с.
ВАССОЕВИЧ Н.Б. К истории понятий об осадочных формациях // Тр. V Всесоюзн.литолог.совещ. Новосибирск, 1964. Т.II: Осадочные формации Сибири. С. 138-142.

ВОЛКОВ Л.С. Металлогения Гарганского срединного массива (Восточный Саян) // Матер. по геол. и полезным ископ. БурАССР. Улан-Удэ, 1965. Вып.X. С. 35-47.

ВОЛКОВ Л.С., ДАЛМАТОВ Б.А., ЯЗМИР М.М. Новые данные к стратиграфии хужиртайской свиты в Восточном Саяне // Матер. по геол. и полезн. ископ. БурАССР. Улан-Удэ, 1966. Вып.X. С. 251- 254.

ВОЛКОВ Р.И., ЗАЙЦЕВ Н.С., ИЛЬИН А.В., ОСОКИН П.В. Ухагольское месторождение фосфоритов в Восточном Саяне // Сов. геология. 1972. N2. С. 94-107.

ВОЛКОЛАКОВ Ф.К., ДАВЫДОВ В.И., КИБАНОВ Г.Л., ЯЗМИР М.М. Новые местонахождения фауны и флоры кембрия в бассейне р. Бамбуйки (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1964. N8. С. 133-134.

ВОЛКОЛАКОВ Ф.К., БУТОВ Ю.П., ИВОЙЛОВ Ю.А. и др. Основные условия формирования нижнекембрийских отложений Бурятии и их бокситоносность // Матер. по геол. и полезным ископ. БурАССР. Улан-Удэ. 1966 Вып.X. С. 3-14.

ВОРОНИН Ю.А., ЕГАНОВ Э.А. К построению формальных основ учения о формациях // Геологические формации (материалы к совещанию). Л.: ВСЕГЕИ. 1968. С. 38-41.

ГАБОВ Н.Ф. Характерные метаморфические формации (Северное Прибайкалье и Средне-Витимская горная страна): Автореф. дис. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Бурят. ГИ СО АН СССР. Улан-Удэ, 1986. 24 с.

ГАРЕЦКИЙ Р.Г., КОЖЕНОВ В.Я., НИКОЛАЕВ В.Г. Сравнительный анализ истории тектонического развития Припятского, Центральносевероморского и Байкальского грабенов // Бюл. МОИП. Отдел геол. 1988. Т.63. Вып 1. С. 3-12.

ГЕККЕЛ Ф. Распознавание мелководной морской палеообстановки осадконакопления // Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1974. С. 263-317.

ГЕОЛОГИЯ СССР. М.: Недра, 1964. Т.XXXV. Бурятская АССР. Ч.1. Геологическое описание. 628 с.

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ. Л.: Наука. 1990. 240 с.

ГЕОЛОГИЯ И МЕТАМОРФИЗМ ВОСТОЧНОГО САЯНА / Беличенко В.Г., Бутов Ю.П., Боос Р.Г. и др. Новосибирск: Наука, 1988. 189 с.

ГЕОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ВОСТОЧНОГО САЯНА / Добрецов Н.Л., Беличенко В.Г. и др. Новосибирск Наука, 1989. 126 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЕМКА в районах развития отложений с органогенными постройками (Методическое пособие по геологической съемке м-ба 1:50 000). Л.: Недра, 1982. 328 с.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ И ОКЕАНИЧЕСКАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ И ВУЛКАНИЗМ (Сравнительная характеристика) / И.В.Хворова, Т.А.Вознесенская, В.И.Гречин и др. М.: Наука, 1984. 222 с.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1968 333 с.

ГОРДИЕНКО И.В. Пермь-карбоновые осадочно-вулканогенные отложения бассейна р. Джиды (Юго-Зап Забайкалье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. N9. С. 158-163.

ГОРДИЕНКО И.В. Состав и возраст тамирской свиты вулканогенных пород Западного Забайкалья // Изв АН СССР. Сер. геол. 1980. N7. С. 84-91.

ГОРДИЕНКО И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 240 с.

ГОРДИЕНКО И.В. Эволюция палеозойского магматизма и эндогенного оруденения складчатого обрамления юга Сибирской платформы и геодинамические обстановки его формирования // Тихоокеанская геология. 1992. N4. С. 101-109.

ГОРЕЦКИЙ Ю.К. Закономерности размещения бокситовых месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 257 с.

ДАВЫДОВ В.И., МАЛЫШЕВ А.А., ШПИЛЬКОВ А.Л. Краткая объяснительная записка к геологической карте Бурятской АССР м-ба 1:500 000. Улан-Удэ, 1981. 147 с. (Министерство геологии СССР, БТГУ).

ДАЛМАТОВ Б.А. О возрасте терригенно-карбонатных отложений бассейна Турки // Проблемы возраста геологических образований Юга Восточной Сибири и пути ее решения с целью создания легенд к государственным геологическим картам. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1980. С. 116-117.

ДАЛМАТОВ Б.А., ЯЗМИР М.М. Новые данные по стратиграфии венда-кембрия Западного Забайкалья // Матер. III Дальневосточного Совещания. Хабаровск, 1978.

ДАНБАР К., РОДЖЕРС Дж. Основы стратиграфии. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 363 с.

ДЕРГУНОВ А.Б. Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 192 с.

ДОБРЕЦОВ Н.Л. Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск, 1983. Т.I. С. 11-19.

ДОБРЕЦОВ Н.Л. Модель покровной тектоники Вост. Саяна // Геотектоника. 1985. N1. С. 39-50.

ДОБРЕЦОВ Н.Л., КОННИКОВ Э.Г., МЕДВЕДЕВ В.Н., СКЛЯРОВ Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск:Наука, 1985. С. 35-58.

ДОБРЕЦОВ Н.Л., БУЛГАТОВ А.Н. Геодинамическая карта Забайкалья. Новосибирск: Ротапринт КТИ монокристаллов СО АН СССР, 1991. 51 с.

ДОДИН А.Л. Геология и минерагения Южной Сибири. М.: Недра, 1979. 237 с.

ДОДИН А.Л., ЖУРАВЛЕВА И.Т. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений бассейна р. Сархой в Восточном Саяне // Геология и геофизика. 1963. N6. С. 20-29.

ДОДИН А.Л., КОНИКОВ А.З., МАНЬКОВСКИЙ В.К., ТАЩИЛОВ А.Ф. Стратиграфия докембрийских образований Восточного Саяна. М.: Недра, 1968. 278 с.

ДОДИН А.Л., ГУРЬЯНОВ В.Н., МАНЬКОВСКИЙ В.К. Окинский и Ийский стратиграфические разрезы позднедокембрийских образований Вост. Саяна. М.: Недра, 1971. Тр.ВСЕГЕИ. Нов.сер. Вып.179. 195 с.

ДРАГУНОВ В.И. Основные понятия учения о геологических формациях // Геологические формации (материалы к совещанию). Л.: ВСЕГЕИ, 1968. С. 21-27.

ЕГАНОВ Э.А. Структура комплексов фосфоритоносных отложений. Новосибирск: Наука, 1983. 136 с.

ЕГАНОВ Э.А. Формационный анализ. Идеи, понятия, принципы, возможности. Новосибирск:Объединенный ин-т геологии, геофизики и минералогии СО АН СССР, 1991. 72 с.

ЖАБИН В.В. К вопросу о возрасте и генезисе бокситов Боксонского месторождения // Тр. СНИИГГиМС. Новосибирск, 1971. Вып.121: Проблемы бокситов Сибири. С. 120-126.

ЖАБИН В.В., СТЕПАНОВА М.В. Нижняя граница кембрия в районе Боксонского месторождения (Вост.Саян) по водорослям // Тр. СНИИГГиМС. Новосибирск, 1974. Вып.173: Материалы по региональной геологии Сибири. С. 65-67.

ЖАБИН В.В., БГАТОВ В.И. Высокоглиноземистые формации позднего докембрия Боксон-Сархойского синклинория (Вост. Саян) и Енисейского кряжа. М.: Недра, 1986. 109 с.

ЗОНЕНШАЙН Л.П. Реконструкция палеозойских океанов //Дрейф континентов. М.: Наука, 1976. С. 28-71.

ЗОНЕНШАЙН Л.П., ГОРОДНИЦКИЙ А.М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов // Геотектоника. 1977. N3. С. 3-25.

ЗОНЕНШАЙН Л.П., КУЗЬМИН М.И., НАТАНОВ Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра. 1990. Кн.1. 320 с. Кн.2. 332 с.

ИВАНОВ С.Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклиналей. Свердловск, 1979. 78 с.

ИВАНОВ С.Н. О байкалидах Урала и Сибири // Геотектоника. 1981. N5. С. 47-63.

ИЛЬИН А.В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн // Тр. Совместной Сов.-Монгол. науч.-исслед. геолог. экспедиции. М.: Наука, 1973. Вып.6. 167 с.

ИЛЬИН А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии-кембрии. М.: Наука. 1982. 115 с.

ИЛЬИН А.В. О книге "Протерозойские и кембрийские фосфориты" // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. N7. С. 136-138.

ИЛЬИН А.В. Протерозойский суперконтинент, его предкембрийский рифтинг и распад на множество континентов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. N1. С. 80-96.

ИЛЬИНА Н.С. Геология и генезис боксонских бокситов в Восточных Саянах // Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 267-281.

КАЗАКОВ А.П. Раннеархейская история Земли и проблема водного осадконакопления // Литология и полезн. ископ. 1990. N1. С. 13-19.

КАТЮХА Ю.П., РОГАЧЕВ А.М. О возрасте мангатгольской, дабанжалгинской свит и окинской серии Восточного Саяна // Геология и геофизика. 1983. N5. С. 68-78.

КЕЛЛЕР Б.М. Общие вопросы истории развития земной коры в верхнем докембрии // Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 631-637.

КЕПЕЖИНСКАС К.Б., КЕПЕЖИНСКАС В.В. Метаморфические формации Северной Монголии // Геология и геофизика. 1984а. N12. С. 126-135.

КЕПЕЖИНСКАС К.Б., ПРУСЕВИЧ Н.А., УСОВА Л.В. Палеотектоническая обстановка формирования и особенности метаморфизма вулканогенно-осадочных комплексов Восточного Прихубсугулья (МНР) // Геология и геофизика. 1984б. N7. С. 27-41.

КИНГ Э. Космическая геология. Введение. М.: Мир, 1979. 378 с.

КЛИТИН К.А. Байкальское обрамление Сибирской платформы // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. С. 35-45.

КЛИТИН К.А., ПАВЛОВА Т.Г., ПОСТЕЛЬНИКОВ Е.С. Байкалиды Юго-Востока Сибири // Тр.ГИН АН СССР. М., 1970. С. 144.

КЛИТИН К.А., ПАВЛОВА Т.Г. Офиолитовый комплекс Байкальской складчатой области // Доклады АН СССР. Сер. геол. 1974. Т.215. N2. С. 413-416.

КОВАЛЕНКО Л.А., ЯЗМИР М.М. К вопросу о возрасте молассоидных толщ в пределах Бирамьино-Янгудской зоны // Матер. по геол. и полезн. ископаемым БурАССР. Улан-Удэ, 1969. Вып. XII. С. 47-55.

КОЗУБОВА Л.А., РАДЧЕНКО Г.П. Новые данные к уточнению возраста вулканогенных толщ джидахилокской серии в Зап. Забайкалье // Матер. межвед.совещ. по разработке стратигр. схем Забайкалья. Л.: Недра, 1961.

КОННИКОВ Э.Г. К проблеме офиолитов Байкало-Муйского пояса // Геология и геофизика. 1991. N3. С. 119-129.

КОРОЛЮК И.К. Расчленение кембрия и докембрия Восточной Сибири по строматолитам // Докл.сов.геол. на XXI сес.Междунар. Геол.конгр. Проблема 8: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 118-124.

КРАШЕННИКОВ Г.Ф. Принципы выделения и классификации осадочных формаций // Геологические формации (материалы к совещанию). Л.: ВСЕГЕИ, 1968. С. 13-16.

КРЕМЕНЕЦКИЙ И.Г. Первая находка ордовикской фауны в Байкальской горной области // Доклады АН СССР. Сер. геол. 1982. Т.263. N2. С. 407-408.

КРЕМЕНЕЦКИЙ И.Г., ДАЛМАТОВ Б.А. Новые данные по стратиграфии Восточного Прибайкалья: кембрий, подстилающие и перекрывающие его отложения // Тр.ИГиГ СО АН СССР. М.: Наука, 1988. Вып.720. Кембрий Сибири и Средней Азии. С. 83-97.

КРУТЬ И.В. К состоянию учения о геологических формациях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. N9.

КУЗЬМИЧЕВ А.Б. О возможной неорганической природе мшанкоподобных образований в сархойской серии Вост. Саяна // Литология и полезные ископаемые. 1990а. N1. С. 132-135.

КУЗЬМИЧЕВ А.Б. Сархойская серия стратотипической местности (строение разреза, структурное положение, возраст) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Вопросы региональной стратиграфии. Новосибирск. ОИГГМ СО АН СССР, 1990б. С.104-123.

КУЗНЕЦОВ П.П. Тектогенез внутриконтинентальных офиолитов (на примере Алтае-Саянской складчатой области). Новосибирск, 1991. 28 с. (Препр. ОИГГМ СО АН СССР, N7).

КУШЕВ В.Г. Байкальская горная область как пример древней зоны сочленения литосферных плит // Геология и геофизика. 1976. N8. С. 11-25.

КУШЕВ В.Г. Развитие территории Байкальской горной области в позднем протерозое - кембрии // Геология и геофизика. 1977. N9. С. 23-37.

ЛИТВИНОВСКИЙ Б.А., ПОСТНИКОВ А.А. и др. Новые данные по магматизму Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1986. N8. С. 56-67.

ЛИТВИНОВСКИЙ Б.А., АРТЮШКОВ Е.В., ЗАНВИЛЕВИЧ А.Н. О природе магматизма Монголо-Забайкальского пояса // Геология и геофизика. 1989. N2. С. 32-40.

ЛИТВИНОВСКИЙ Б.А., ЗАНВИЛЕВИЧ А.Н. и др. Ангаро-Витимский батолит - крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН. 1993. 144 с.

ЛОДОЧНИКОВ В. Н. Петрология Ильчиро-Мондинского района. Иркутск, 1941. 150 с.

ЛЯЩЕНКО О.В. Олистостромы Восточно-Саянского офиолитового пояса // ДАН СССР. Сер.геол. 1979. Т.248. N2. С. 422-425.

МАКЕДОНОВ А.В. Историко-геологическая эволюция конкрециеобразования // Конкреции и конкреционный анализ докембрия. (Тез. докл. V Всесоюзной науч. конфер.). Л.: Ротапринт ВСЕГЕИ, 1986. С. 3-6.

МАНУЙЛОВА М.М. Геология и геохронология докембрия Байкальской горной области и проблема байкалид // Геология и геофизика. 1991. N9. С. 58-68.

МАРКОВА Н.Г., ШАРКОВА Т.Т. Силур и девон Монголии // Тр. Сов.-Монг. научно-исслед. геолог.экспедиции. М.: Наука, 1977. Вып.22: Основные проблемы геологии Монголии. С. 52-61.

МИЛАНОВСКИЙ Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.

МИТРОФАНОВ Г.Л., МИТРОФАНОВА Н.Н. Новая зона развития "офиолитовой" ассоциации пород и ее значение в тектонике и металлогении // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983. С. 60-63.

МУРАТОВ М.В., ЦЕЙСЛЕР В.М. Типы осадочных и вулканогенных формаций складчатых геосинклинальных поясов // Геологические формации (матер. к совещ.). Л.: ВСЕГЕИ, 1968. С. 49-51.

МУРДМАА И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 303 с.

НАЛЕТОВ П.И. Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 280 с.

НАУМОВА С.Н. Спорово-пыльцевые комплексы верхнего девона Русской платформы и их значение для стратиграфии // Тр. АН СССР. Сер.геол. 1953. Вып.60. 201 с.

НЕБЕРИКУТИНА Л.Н., МИНИНА О.Р. Палинологическая характеристика урминской толщи хр. Малый Хамар-Дабан (Южное Прибайкалье) // Тез.докл. (100 лет гос.геол.службе Вост.Сибири). Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1988. С. 50-51.

НЕЙМАРК Л.А. и др. О раннепротерозойском-верхнерифейском возрасте пород олокитского комплекса (Северное Прибайкалье) по данным цирконовой геохронологии // Геология и геохронология докембрия Сиб. платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 206-222.

НИКИТИНА Л.П. и др. Докембрий юго-восточной части Восточного Саяна и западной части Хамар-Дабана // Тр. ЛАГЕД АН СССР. М.-Л.: Наука, 1964. Вып.18. С. 328.

НИКИШИН А.М. Структура горячих пятен мантии на Венере // Бюлл.МОИП. Отдел геол. 1990. Т.65. Вып.2. С. 16-31.

НИКОЛЬСКИЙ Ф.В. и др. О возрасте багдаринской свиты (Витимское плоскогорье) // Геология и геофизика. 1984. N9. С.104- 112.

ОБРУЧЕВ В.А. Юные движения на "древнем темени Азии" // Природа. 1922. N8-9. С. 37-46.

ОБРУЧЕВ С.В. Основные черты тектоники и стратиграфии Восточного Саяна // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1942. N5-6. С. 27-69.

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ФАЦИИ. М.: Мир, 1990. Т.1. 352 с. Т.2. 384 с.

ОРЛОВА П.В. Литология, условия образования и закономерности размещения бокситов Боксонского месторождения // Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С.282-305.

ОСОКИН П.В. Новые данные о возрасте верхнепротерозойских отложений Чина-Амалатского междуречья Витимского плоскогорья // Геолого.-произв. информация БГУ. Улан-Удэ, 1959. N2. С. 36- 41.

ОСОКИН П.В., ЕГАНОВ Э.А., КАЗАРИНОВ В.П. Фосфориты и апатиты Сибири. Новосибирск: Наука, 1980. 229 с.

ПАВЛОВСКИЙ Е.В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области // Тр. Ин-та геол.наук АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1948. Вып.99. 174 с.

ПАВЛОВСКИЙ Е.В., БЕЛИЧЕНКО В.Г., ХРЕНОВ П.М. Древние толщи Баргузино-Витимского района Забайкалья // Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т.1. С. 629-648.

ПАВЛОВСКИЙ Е.В., БЕЛИЧЕНКО В.Г. Осадочные формации верхнего протерозоя Саяно-Байкальского нагорья и связанные с ними полезные ископаемые // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958. Т.1. С. 401-434.

ПАРАЕВ В.В. Девонские красноцветные осадочно-вулканогенные ассоциации Тувинского прогиба. Новосибирск: Наука, 1978. 159 с.

ПЕТТИДЖОН Ф.Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.

ПОСТЕЛЬНИКОВ Е.С. Верхнепротерозойские структуры и формации восточного склона Енисейского кряжа // Бюлл. МОИП. Отдел геол. 1990. Т.65. Вып.1. С. 14-31.

ПОСТНИКОВ А.А., СКЛЯРОВ Е.В., ХАИН Е.В. Геодинамика позднего докембрия-палеозоя Окино-Хубсугульского района // Геодинамика, структура и металлогения складчатых сооружений юга Сибири. Новосибирск, 1991. С. 63-65.

ПУШКАРЕВ Ю.Ф. Мегациклы в эволюции системы кора-мантия. Л.: Наука, 1990. 217 с.

ПУЩАРОВСКИЙ Ю.М. Глубоководное бурение и проблемы тектоники // Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984. С. 138-143.

ПУЩАРОВСКИЙ Ю.М. Формационные категории океанов и морей // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. N7. С. 3-8.

ПУЩАРОВСКИЙ Ю.М. Сравнительная тектоника Тихого и Атлантического океанов // Геотектоника. 1992. N3. С. 3-16.

ПУЩАРОВСКИЙ Ю.М., РУЖЕНЦЕВ С.В. Геологические особенности современных и древних океанов // Доклады АН СССР. Сер. геол. 1983. Вып.270. N2. С. 404-406.

ПУЩАРОВСКИЙ Ю.М., ХЕРАСКОВА Т.Н. Типы и формации океанических и палеоокеанических бассейнов // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 4-34.

ПЫХОВА Н.Г. Спорово-пыльцевые комплексы терригенной части продуктивного девона Татарской АССР и их значение для стратиграфии // Тр. ВНИГНИ. М., 1960. Вып.XXIII.

РАСКАТОВА Л.Г. К вопросу о границе среднего и верхнего девона юго-восточной части центрального девонского поля, их стратиграфическое значение и зависимость от типа осадков // Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М.: Наука, 1966.

РАСКАТОВА Л.Г. Спорово-пыльцевые комплексы среднего и верхнего девона юго-восточной части Центрального девонского поля. Воронеж, ВГУ, 1969. 168 с.

РЕЙНЕК Г.Э., СИНГХ И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 440 с.

РЕШЕНИЯ ВСЕСОЮЗНОГО СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО СОВЕЩАНИЯ по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. (Верхний протерозой и нижний палеозой). Новосибирск:СНИИГГиМС, 1983. 215 с.

РИЛЕ Г.В. Тектоника докембрия Олокитского региона (Северное Прибайкалье): Автореф. дис. на соиск. уч.ст.канд.геол.- мин. наук. М: Ротапринт ГИН АН СССР, 1991. 20 с.

РОЗАНОВ Ю.А. Еще раз о древних фосфоритах Монголии // Сов. геология. 1992. N1. С. 79-81.

РОЩЕКТАЕВ П.А., КАТЮХА Ю.П., РОГАЧЕВ А.М. Основные черты стратиграфии юго-восточной части Вост. Саяна // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Средней Сибири. Юго-западное обрамление Сибирской платформы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 19-43.

РОЩЕКТАЕВ П.А., БЕЛИЧЕНКО В.Г., ВОРОНЦОВА Г.А., БООС Р.Г. Новые данные о возрасте сагансайрской свиты (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1984. N1. С. 134.

РУХИН Л.Б. Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 628 с.

САВЕЛЬЕВ А.А. Ультрабазит-базитовые формации в структуре древних платформ и их складчатого обрамления. М. Наука, 1990. Тр. ГИН. Вып.452. 196 с.

САЛОП Л.И. Нижний палеозой Средне-Витимской горной страны. М.: Госгеолтехиздат, 1954. Тр. ВСЕГЕИ. Вып.1. 79 с.

САЛОП Л.И. Существуют ли две кембрийские серии и ордовик в Средне-Витимской горной стране? // Матер. по геол. и полезн. ископ. БурАССР. Улан-Удэ, 1962. Вып.VIII. С. 36-45.

САЛОП Л.И. Геология Байкальской горной области. М.:Недра, 1964. Т.1. Стратиграфия. 516 с.

САЛОП Л.И. Геология Байкальской горной области. М.:Недра, 1967. Т.2. Магматизм, тектоника, история геологического развития. 700 с.

САЛТЫКОВСКИЙ А.Я. Палеовулканология позднего палеозоя-мезозоя Северной Монголии и Зап.Забайкалья // Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. С. 70-76.

СЕМИХАТОВ М.А., СЕРЕБРЯКОВ С.Н. Венд и нижний кембрий юго-восточной части Восточного Саяна // Изв.АН СССР. Сер.геол. 1967. N4. С. 87-102.

СКЛЯРОВ Е.В. Петрологические индикаторы тектонической эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса (северо-восточный сегмент): Автореф. дис. на соиск. уч.ст. д-ра. геол.- мин. наук. Иркутск, 1994. 52 с.

СМОЛЯНСКИЙ Е.Н. Протерозойские образования и нижнепалеозойские отложения Южного Прибайкалья и Юго-Западного Забайкалья // Геология СССР: Бурятская АССР. М.: Недра, 1964. Т.35, ч.1: Геологическое описание. С. 88-95, 148-162.

СОВЕТОВ Ю.К. Верхнедокембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1977. 295 с.

СОВЕТОВ Ю.К., БУТАКОВ Е.П. Верхнерифейский флиш Енисейского кряжа (юго-западная окраина Сибирской платформы) // Флиш и флишоидные комплексы различных структурных зон земной коры (формации и геоминералогия). М.: Ротапринт ГИН, 1990. С. 127- 129.

СРЫВЦЕВ Н.А., ХАЛИЛОВ В.А. и др. Геохронология гранитоидов Байкало-Муйского пояса // Геология и геофизика. 1992. N9. С. 72-78.

СТАНЕВИЧ А.М., ФАЙЗУЛИНА З.М. Микрофоссилии в стратиграфии позднего докембрия Байкало-Патомской горной области. М.: Недра, 1992. 158 с.

СТРАХОВ Н.М. Основы теории литогенеза. М.:Изд-во АН СССР, 1960. Т.II. 574 с.

СТРАХОВ Н.М. Общие проблемы геологии, литологии и геохимии. М.: Наука, 1983. 639 с.

ТЕКТОНИКА ЕВРАЗИИ (Объяснительная записка к тектонической карте Евразии м-ба 1:5 000 000). М.: Наука, 1966. 488 с.

ТЕНЯКОВ В.А., ЯСАМАНОВ Н.А. Палеогеографические и геохимические критерии прогнозирования месторождений бокситов. М.: Недра, 1985. 188 с.

ТЕТЯЕВ М.М. О некоторых основных вопросах геологии Сибири // Бюл.МОИП. Отд.геол. 1923-1924. Т.2. Вып.3. С. 155-179.

ТИХОНОВ В.Л. Основные черты тектоники северной части Средне-Витимской горной страны // Тр. Первого Совещ. по металлоген. Зап.Забайкалья. Иркутск, 1958. С. 81-95.

УИЛСОН Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.

ФЕДОРОВСКИЙ В.С. Нижний протерозой Байкальской горной области. М.: Наука, 1985. 200 с.

ФЕДОРОВ М.В., ГРИГОРЬЕВ С.И., ТИХОМИРОВ И.Н. и др. Новые данные о возрасте точерской свиты (Витимское плоскогорье) // Биостратиграфия - Геолкарте-50 (тез. докл. к II сессии Вост.- Сиб. отд. всесоюз. палеонт. об-ва). Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1986. С. 49-50.

ФАНЕРОЗОЙ СИБИРИ. Новосибирск: Наука, 1984. Т.1. Венд, палеозой. 192 с.

ФИЛИМОНОВ А.В. Палеозой Хамар-Дабана // 100 лет государственной геол.службе Восточной Сибири (тез.докладов). Иркутск, 1988. С. 45-46.

ФИЛИМОНОВ А.В. Обстановки накопления флишоидов и геодинамика палеозоя Южного Прибайкалья (БурАССР) // Флиш и флишоидные комплексы различных структурных зон земной коры (формации и геоминералогия). М.: Ротапринт ГИН, 1990. С. 137-139.

ФРОЛОВ В.Т. Флишевая формация - уточнение понимания // Бюл.МОИП. Отд.геол. 1988. Т.63. Вып.4. С. 16-32.

ХАИН В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.

ХЕРАСКОВ Н.П. Тектоника и формации. (Обобщающий доклад на соис. уч.ст. д-ра геол.-мин наук). М., 1965 // Тектоника и формации. Избранные труды. М.: Наука, 1967. С. 375-401.

ХЕРАСКОВА Т.Н. Венд-кембрийские формации каледонид Азии // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1986. Вып.386. 247 с.

ХЕРАСКОВА Т.Н., ИЛЬИНСКАЯ М.Н., ЛУВСАНДАНЗАН Б., ДАШДАВАА З. Венд-нижнепалеозойские формации каледонид Северной Монголии // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1987. Вып.417: Раннегеосинклинальные формации и структуры. С. 67-100.

ХВОРОВА И.В. Задачи и некоторые результаты изучения формаций // Тр. ГИН АН СССР. М., 1963. Вып.81. Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. С. 7-29.

ХОМЕНТОВСКИЙ В.В. Байкальский комплекс и байкалиды // Геология и геофизика. 1984. N8. С. 33-40.

ХОМЕНТОВСКИЙ В.В. О вмыве мелких окаменелостей в древние толщи и связанных с ним проблемах стратиграфии // Геология и геофизика. 1985. N1. С. 6-12.

ХОМЕНТОВСКИЙ В.В. Байкалий - принципиальный этап истории геологического развития Сибири // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 222-237.

ЦАРЕВ Д.И., ФИРСОВ А.П. Проблема формирования колчеданных месторождений: на примере Забайкалья. М.: Наука, 1988. 144 с.

ЧЕРСКИЙ И.Д. О результатах исследования оз.Байкал // Зап. РГО по общ. геогр. 1886. Т.14. N3. 48 с.

ЧИБРИКОВА Е.В. Споры терригенной толщи девона Западной Башкирии и Западного склона Южного Урала // Брахиоподы, остракоды и споры среднего и верхнего девона Башкирии. М, 1962.

ШАТСКИЙ Н.С. Основные черты тектоники Сибирской платформы // Бюл.МОИП. Отд.геол. 1932. Т.10. Вып.3-4. С. 476-509.

ШАТСКИЙ Н.С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1960. N5. С. 3-23.

ШАТСКИЙ Н.С. Избранные труды. М.: Наука, 1965. Т.III: Осадочные формации. 397 с.

ШАФЕЕВ А.А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М.: Наука, 1970. 179 с.

ШАФЕЕВ А.А. Основные элементы геологии и структуры Гарганского массива и его окружения (Вост Саян) // Матер.к X сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Улан-Удэ, 1973. С. 56-58.

ШОБОГОРОВ П.Ч. Новая находка кембрийской фауны в метаморфической серии Байкальской горной области // Доклады АН СССР. Сер. геол. 1956. Т.106. N3. С. 526-528.

ЯЗМИР М.М., ДАЛМАТОВ Б.А., ЯЗМИР И.К. Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя БурАССР. Палеозой. М.: Недра, 1974. 183 с.

ЯЗМИР М.М., ЕГОРОВ П.А. и др. Окино-Китойский фосфоритоносный район и его перспективы // Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых. М.: ВИЭМС, 1987. 39 с.

ЯСАМАНОВ Н.А. Древние климаты Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 295 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Юрий Павлович Бутов

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ
(ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ, ХАРАКТЕРНЫЕ ФОРМАЦИИ, РУДОНОСНОСТЬ)

Научное издание

Утверждено к печати Ученым советом
Бурятского геологического института СО РАН

Лицензия № 020494 от 02.04.1994 г

Ответственный за выпуск А.А.Ананина

Подписано в печать 01.11.96. Формат 60×84 1/8.
Бумага тип. №1. Печать офсетная. Гарнитура Arial Cyr.
Усл. печ. л. 18,2. Уч.- изд. л. 18,0. Тираж 350. Заказ №94.

Издательство БНЦ СО РАН,
670042, г.Улан-Удэ, ул.Сахьяновой, 8.

